



Міністерство освіти і науки України
Мукачівський державний університет
Кафедра географії та суспільних дисциплін



**Географія: бакалаврський курс
для здобувачів денної форми
навчання спеціальності
106 «Географія» ОС «Бакалавр»
Навчальний посібник. Частина 1.**

Мукачево
МДУ-2022

УДК 911.3:33+30(072)(075.8)

*Розглянуто та рекомендовано до друку науково-методичною радою
Мукачівського державного університету
протокол № __ від _____ 2022 р.
Розглянуто та схвалено на засіданні кафедри географії та суспільних
дисциплін
протокол № від 2022 р.*

Укладачі

Смочко Н.М. – д.геогр.н, професор, зав. кафедрою географії та суспільних дисциплін МДУ

Лужанська Т.Ю. - к.геогр.н., доцент кафедри географії та суспільних дисциплін МДУ

П'ятка Н.С. - к.екон.н., доцент кафедри географії та суспільних дисциплін МДУ

Географія: бакалаврський курс для здобувачів денної форми навчання спеціальності 106 «Географія» ОС «Бакалавр». Навчальний посібник. Частина 1. / укладачі Н.М. Смочко, Т.Ю. Лужанська, Н.С. П'ятка – Мукачево: МДУ, 2022. - 181 с. (14.2 д.а.)

Анотація.

Бакалаврський курс містить вступ, короткий зміст лекційного матеріалу з навчальних дисциплін «Загальне землезнавство», «Геологія загальна та історична», «Геоморфологія», питання для контролю знань, рекомендовану літературу.

Мета навчального посібника: надати методичну допомогу здобувачам вищої освіти при підготовці до занять, а також при вивченні програмного курсу і розвитку навичок самостійної роботи при підготовці до поточних і підсумкового контролів.

ЗМІСТ

Вступ	4
Навчальна дисципліна «Загальне землезнавство»	5
Тема 1. Загальне землезнавство як наука.....	5
Тема 2. Планета Земля. Земля у Всесвіті. Походження сонячної системи.....	8
Тема 3. Форма і розміри Землі. Гравітаційне та магнітне поле Землі.....	10
Тема 4. Рух Землі та їх географічні наслідки. Добове обертання Землі.....	12
Тема 5. Рух Землі навколо Сонця. Кліматичні наслідки обертання Землі.....	14
Тема 6. Особливості планетарної природи Землі.....	17
Тема 7. Поняття про картографування Землі.....	18
Тема 8. Атмосфера. Склад і будова.....	21
Тема 9. Сонячна радіація. Температура повітря та особливості її розподілу по земній поверхні.....	23
Тема 10. Тиск повітря. Циркуляція атмосфери.....	24
Тема 11. Погода і клімат. Класифікація кліматів Землі.....	26
Тема 12. Загальні відомості про гідросферу. Світовий океан та його частини.....	28
Тема 13. Поверхневі та підземні води.....	30
Тема 14. Літосфера. Мінерали та гірські породи.	32
Тема 15. Ендогенні процеси і літосфера.....	34
Тема 16. Екзогенні процеси та рельєф.....	36
Тема 17. Поняття про біосферу та антропосферу.....	37
Навчальна дисципліна «Геологія загальна та історична»	40
Тема 1. Геологія як наука. Сучасні уявлення про Землю.....	40
Тема 2. Будова, склад та фізичні властивості Землі.....	47
Тема 3. Мінерали - складові земної кори.....	54
Тема 4. Тектонічні рухи земної кори	67
Тема 5. Магматизм: інтрузивний та ефузивний.....	84
Тема 6. Процеси вивітрювання й геологічна робота вітру.....	96
Тема 7. Геологічна діяльність річок, озер та боліт.....	100
Тема 8. Геологічна діяльність підземних вод.....	108
Тема 9. Основи історичної геології	114
Тема 10. Геологічне літочислення	119
Тема 11. Етапи та закономірності розвитку Землі.....	126
Навчальна дисципліна «Геоморфологія»	136
Тема 1. Вступ до дисципліни «Геоморфологія».....	136
Тема 2. Роль ендогенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу.....	140
Тема 3. Гляціальна геоморфологія, історія досліджень.....	145
Тема 4. Мерзлотознавство, історія досліджень.....	148
Тема 5. Карст, історія його вивчення.....	150
Тема 6. Флювіальний морфо- та літогенез у гумідній зоні.....	157
Тема 7. Флювіальний морфо- та літогенез у перигляціальній зоні. Терасоформування..	162
Тема 8. Поверхні вирівнювання. Схилові процеси.....	167
Тема 9. Геоморфологія в Україні	173
Перелік питань для закріплення знань з навчальних дисциплін	178

Вступ

Навчальний посібник з «Географії», частина перша, передбачає ознайомлення здобувачів вищої освіти з основами географічних знань, які викладаються на перших курсах з метою подальшого їх засвоєння на старших курсах. При написанні навчального посібника використано матеріали навчально-методичного видання із «Загального землезнавства», яке було апробоване і використовується впродовж двох років.

Програма курсу «Загальне землезнавство» одна з дисциплін, яка дає основну базу знань щодо закономірностей існування та розвитку географічної оболонки Землі, її динаміки, компонентів, історії розвитку, засвоєння базових методів фізико-географічних досліджень; базові знання про будову, склад, історію розвитку Землі. Мета вивчення курсу – надання майбутнім бакалаврам знань про структуру, внутрішні та зовнішні взаємозв'язки компонентів природи, динаміку географічної оболонки Землі як цілісної системи; основні властивості Землі, речовинний склад, будова та історія розвитку структур земної кори, формування знань про роль геодинамічних процесів у формуванні рельєфу материків та океанів, оволодіння студентами практичних навичок визначення тектонічних і геологічних структур (на місцевості та картою).

«Геологія загальна та історична» є обов'язковою дисципліною циклу природничо-наукової підготовки, яка покликана надати студентам базові знання про геологічну будову, склад, історію розвитку Землі та геологічні процеси, які відбуваються у її надрах і на поверхні. Формування рельєфу Землі та її поверхні внаслідок різноманітних геодинамічних процесів, знання яких є вагомою складовою в системі геологічних і фізико-географічних наук зумовлює актуальність вивчення даної дисципліни. Набуті знання з дисципліни використовуються здобувачами вищої освіти при вивченні курсів: геоморфологія, ґрунтознавство, гідрологія, ландшафтознавство, фізична географія України і т.п. *Мета дисципліни* – ознайомлення студентів з основними властивостями Землі, речовинним складом, будовою та історією розвитку структур земної кори, формування знань про роль геодинамічних процесів у формуванні рельєфу материків та океанів, оволодіння студентами практичних навичок визначення тектонічних і геологічних структур (на місцевості та картою).

Метою *навчальної дисципліни «Геоморфологія»* є поглибити розуміння геоморфології як науки, через аналіз змін у методах, засобах геоморфологічних досліджень. Місце геоморфології у системі наук про Землю, ознайомлення студентів з особливостями розвитку давньої природи району України в історичному (виділення її характеристика палеогеографічних етапів і подій) та просторовому (виділення її характеристика палеогеографічних регіонів) аспектах.

Навчальна дисципліна «Загальне землезнавство»

Тема 1. Загальне землезнавство як наука.

1. Загальне землезнавство як наука: історичні аспекти становлення, структура, склад, динаміка.
2. Поняття про об'єкт та предмет вивчення загального землезнавства.
3. Методи загального землезнавства.

Рекомендована література:

Базова

1. Багров М. В. Землезнавство / М. В. Багров, В. О. Боков, І. Г. Черванев. – К.: Либідь, 2000. – 464 с.
2. Блій Г., Муллер П., Шаблій О.І. Географія: світи, регіони, концепти/ пер. з англ. . К.:Либідь, 2004. – 740с.
3. Савчук Р.І. Загальне землезнавство з основами краєзнавства.- Суми: Університетська книга, 2014. – 184с.

Допоміжна

4. Атлас світу / За ред. І. С. Руденка. – К.: Картографія, 2002. – 192 с.
5. Географічна енциклопедія України: В 3-х томах. – К., 1989-1994.

Основні поняття та терміни: загальне землезнавство, географічна оболонка, експедиційний, стаціонарний, порівняльно-описовий, експериментальний, картографічний, геофізичний, геохімічний, ґрунтознавчий методи дослідження

Загальне землезнавство виступає однією з фундаментальних навчальних дисциплін у системі географічної освіти. Роль дослідження даної науки невіддільно зростає з екологізацією освіти на всіх її рівнях, потребою розробки заходів з охорони природи планети і впровадження їх у всі сфери людської діяльності.

Студентам необхідно засвоїти знання, пов'язані із *передісторією становлення географічної науки* (першим використав назву «географія» в науковій літературі давньогрецький учений Ератосфен у III ст. до н. е.); історію *наукової географії*, яка починається в епоху рабовласницького суспільного ладу, коли виробничі відносини досягли значного рівня, створюючи основу для утворення великих держав, які вели торгівлю з іншими народами й організували військові походи у віддалені землі. У ці часи географічні знання досягли найбільшого розвитку у народів Передньої Азії (асіро-вавилонян, персів), Єгипту, потім - Стародавньої Греції та Стародавнього Риму. Першим ученим Стародавньої Греції, який зайнявся вимірюванням і визначенням місцеположення об'єктів на поверхні Землі, був *Фалес Мілетський* (близько 625-547 рр. до н. е.). *Анаксимандр* (610-547 рр. до н. е.) винайшов прилад гномон, за допомогою якого можна визначити полудень, напрямок північ-південь або простягання на місцевості меридіана, дні рівнодень і сонцестоянь, зміну пір року, як сонячний годинник. Анаксимандр намалював першу карту світу з використанням масштабу. Основоположником історичної географії називають давньогрецького вченого *Геродота* (484-425 рр. до н. е.), який здійснив спробу відтворити минулу географічну реальність і простежити географічні зміни в часі, що динамічно змінюються.

Ідею кулястості вперше обґрунтував *Піфагор* і його школа на основі лише теоретичних положень. Важливі докази кулястості Землі зумів навести *Аристотель* (384-322 рр. до н. е.). Було наголошено на тому, що під час місячних затемнень Земля відкидає на поверхню Місяця колоподібний край тіні. Аристотель написав книгу "Метеорологія", в якій викладені фізико-географічні уявлення античних учених про природу землі. Дану працю можна розглядати як першу наукову працю із загальної географії, де описано причини кругообігу води, вулканічні явища, водний режим деяких рік тощо.

Ім'я *Ератосфена* (близько 276-194 рр. до н. е.) увійшло в географічну науку як ім'я людини, яка вперше виконала з досить високою точністю обчислення розмірів Землі. Ератосфен написав книгу "Географічні записки", в якій розповів про Ойкумену, дав характеристику Європи, Азії, Лівії та п'яťох кліматичних зон. За заслуги у становленні та розвитку географії Ератосфена називають "батьком географії".

Через кілька десятиріч *Посідоній* (135-51 рр. до н. е.) здійснив повторне вимірювання розмірів Землі, причому одержав приблизно на одну третину менші розміри довжини кола Землі та її радіуса. Допущені вченим грубі помилки у визначенні розмірів Землі зіграли в майбутньому певну роль у відкритті Америки.

Важливий внесок у розвиток географії зробив *Гіннарх* (II ст. до н. е.). Вченому належить заслуга у розробці теоретичних основ визначення місцеположення будь-якого пункту на земній поверхні. Він першим розділив коло на 360 градусів, розробив широтно-довготну сітку для зображення поверхні Землі. До того ж, він винайшов більш простий і досконалий прилад для визначення широти - астролябію на заміну гномону.

Страбон, географ та історик, який жив на рубежі старої та нової ери (64-63 рр. до н. е. - 23-24 рр. н. е.), написав 17-томну "Географію", в якій узагальнив різноманітні географічні відомості своїх попередників. У дослідженнях переважали краєзнавчі ідеї. Вчений досить детально описав різні райони відомого на той час світу. Зібрані ним дані про природу Європи, Азії, Африки призначалися як довідковий матеріал для державних чиновників Римської імперії та військових діячів вищого рангу.

Об'єктом вивчення загального землезнавства є географічна оболонка Землі - зовнішній шар планети, в якому стикаються, взаємопроникають і взаємодіють між собою такі сфери, як: літосфера, гідросфера, атмосфера і біосфера.

Б. Вареніус (1622-1650 рр.) переконував, що предметом вивчення географії є "земноводне коло", тобто оболонка на поверхні Землі, утворена взаємопроникненням однієї в іншу частин землі, води і атмосфери. Німецький учений-енциклопедист, мандрівник, дослідник природи *О. Гумбольдт* (1769-1859 рр.) у своїй книзі "Космос" розвинув думку не тільки про взаємозв'язок, а й про взаємодію повітря, океану, землі, про єдність неорганічної та органічної природи світу. Інший німецький учений *Ф. Ріхтгофен* (1833-1905 рр.), розробляючи питання щодо предмету географії, визначив її як науку про компоненти земної поверхні та їх взаємодію між собою.

Оригінальна ідея про своєрідну "зовнішню оболонку Землі" як предмет вивчення фізичної географії була висловлена вперше на початку XX ст. професором *П.І. Броуновим* (1853-1927 рр.). Науковець розглядав зовнішню земну оболонку як сферу, що з'єднує між собою концентричні оболонки літосфери, гідросфери, атмосфери і біосфери: всі вони проникають одна в одну, зумовлюючи своєю взаємодією зовнішній вигляд планети і всі явища, що протікають на ній. Глибоко аналітичне дослідження комплексної вертикальної "особливої фізико-географічної оболонки", яке було зроблено в тридцятих роках А.О. Григор'євим (1883-1968 рр.), сприяло остаточному утвердженню зазначеної природної системи як об'єкта вивчення географії. Вчення про географічну оболонку Землі отримало подальше обґрунтування в працях *С.В. Калесника* (1901-1977 рр.) - автора фундаментального підручника "Основи загального землезнавства". Певний внесок у розвиток науки про географічну оболонку зробили такі вчені України, як: К.І. Геренчук, В.О. Воков, І.Г. Черваньов та інші.

Завдання сучасного загального землезнавства - виявляти і вивчати загальні закономірності розвитку природи, що відбивають взаємозв'язки та взаємозумовленість її складових компонентів і завдяки яким вона функціонує як органічне ціле на земній поверхні. Ці специфічні географічні закономірності комплексно не вивчає жодна інша наука. Вони, як і всі закони природи, об'єктивні й не залежать від волі людей. Але людина може пізнати закони природи й опанувати їх, перетворюючи навколишнє середовище.

Загальне землезнавство як наука використовує у своїх дослідженнях різноманітні методи: аналітичний, експедиційний, стаціонарний, порівняльно-описовий, експериментальний, математичний, картографічний, геофізичний, геохімічний, ґрунтознавчий та інші.

Експедиційний метод здавна застосовується в географії, що характеризується як основний для одержання фактичних даних про певну територію, її природні об'єкти, процеси та динаміку розвитку. Нині дані дослідження досить часто поєднують зі стаціонарними. У країнах світу створено мережі метеорологічних та гідрологічних станцій, а також стаціонарні спеціалізовані станції або пости, на яких здійснюють спостереження за вулканами, землетрусами, рухом льодовиків, снігових лавин тощо.

Порівняльно-описовий метод належить до традиційних, що застосовується в географічних дослідженнях здавна. Порівняння природних особливостей різних районів дозволяє виявити специфічні риси їх будови та розвитку. Використовуючи цей метод можна здійснювати аналіз процесів формування відповідних географічних ландшафтів.

Математичні методи у фізичній географії застосовують для опрацювання кількісних характеристик природних явищ і процесів, їх перетворення.

Статистичний метод застосовують для визначення різних показників, які змінюються в часі або просторі і можуть бути одержані кількісно: температури повітря, атмосферного тиску, солоності вод, величини біомаси тощо.

Балансовий метод використовують для визначення кількості речовин і енергії, яка надходить у географічну оболонку в певний проміжок часу. Цим методом можна обчислювати радіаційний і тепловий баланс, водний баланс земної поверхні. Балансові методи дають можливість визначити динаміку процесів, їх інтенсивність та зміни.

Широке застосування у загальному землезнавстві знаходять **картографічні методи**. Завдяки ним стає повнішою і значно доступнішою характеристика різних компонентів природи і процесів, які в них відбуваються. Карти є важливим джерелом для одержання якісних і кількісних характеристик. З їх допомогою визначають довжини рік, площі зображених земель, вертикальне розчленування земної поверхні і т.п. За топографічними картами, складеними в різний час, виявляють динаміку змін рельєфу, гідрографічної сітки, берегової лінії озер, морів, простежують трансформацію угідь.

Геофізичні методи - це група методів, які застосовуються для вивчення фізики природних процесів, і в першу чергу - для дослідження будови надр Землі у різні геологічні епохи. Гравіметричні методи використовуються для дослідження геологічної будови літосфери та визначення форми Землі, магнітометричні - для вивчення її внутрішньої будови. Радіометричні методи дозволяють визначити переважно величину випромінювання гірських порід, які містять радіоактивні елементи.

Геохімічні методи застосовують для вивчення хімічного складу літосфери, гідросфери, атмосфери і біосфери. Саме з їх допомогою досліджують міграцію хімічних елементів у природному середовищі.

Експериментальний метод застосовується для виявлення ролі певних факторів у розвитку природних явищ на планеті. Експерименти здійснюють найчастіше шляхом моделювання природних процесів. За допомогою моделювання вивчають суть атмосферних явищ, дію водних потоків, ґрунтові процеси та інші. Експериментальні спостереження проводять на стаціонарних станціях, в заповідниках, спеціальних лабораторіях тощо.

Аерокосмічні методи полягають у використанні перш за все матеріалів аерофотозйомки земної поверхні, яка дає великий обсяг оперативної географічної інформації. Саме методи космічного землезнавства дають змогу вести моніторинг за станом географічної оболонки і вивчати глобальні процеси, які в ній відбуваються.

Весь різноманітний комплекс методів досліджень географічної оболонки значно розширив знання людей про процеси, що протікають в ній, сприяв розвитку теорії

географічної науки, дозволив виявити загальні закономірності будови і динаміки географічної оболонки. Це дало можливість географії піднятися на нову, більш високу ступінь розвитку. Досліджуються завдання щодо прогнозування змін географічних ландшафтів і раціонального управління природними процесами.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають сучасні підходи до тлумачення «загального землезнавства» ?
2. Опишіть історичні аспекти становлення «загального землезнавства» як науки?
3. Які основні функції загального землезнавства?
4. Які основні завдання загального землезнавства?
5. Які виділяють основні школи дослідження загального землезнавства?
6. У чому полягає екологічний підхід в загальному землезнавстві?
7. У чому полягають основні підходи до дослідження у загальному землезнавстві?
8. Які основні наукові концепції дослідження загального землезнавства?
9. Які основні методи дослідження у загальному землезнавстві?
10. Якими є новітні тенденції дослідження загального землезнавства як науки?

Тема 2. Планета Земля. Земля у Всесвіті. Походження сонячної системи.

1. Форми існування матерії у Всесвіті. Космічні тіла, космічні системи, галактики, метagalактики
2. Поняття про Сонячну систему. Будова Сонячної системи.
3. Земля як планета Сонячної системи.

Рекомендована література: 2,3,4,5

Основні поняття та терміни: походження Галактики, Сонячна система, Сонце, малі планети, планети земного типу, Земля

Одним із важливих питань, що пов'язано з вивченням *планетної системи* виступає *проблема її походження*. Її вирішення має природничо-наукове, світоглядне, філософське значення. Протягом тисячоліть вчені намагалися з'ясувати минуле, сьогодення і майбутнє Всесвіту, в тому числі і Сонячної системи. Проте можливості планетної космології залишаються досить обмеженими - для експерименту в лабораторних умовах доступні поки лише метеорити і зразки місячних порід. Обмеженими є і можливості порівняльного методу досліджень: будова та закономірності інших планетних систем поки що недостатньо вивчені.

Відомо багато гіпотез про походження Сонячної системи, в тому числі запропоновані незалежно німецьким філософом І. Кантом (1724-1804 рр.) і французьким математиком, фізиком П. Лапласом (1749-1827 рр.). Точка зору *І. Канта* полягала в еволюційному розвитку холодної пилової туманності, в ході якого спочатку виникло центральне тіло - Сонце, а потім зародилися планети. Відповідно до теорії *П. Лапласа*, планети утворилися раніше Сонця. Обидві вони виходять від однієї ідеї - Сонячна система виникла в результаті закономірного розвитку туманності. Таку ідею іноді називають гіпотезою Канта-Лапласа. Однак від неї довелося відмовитися через безліч математичних протиріч, і на зміну їй прийшло кілька інших теорій. Найбільш відома теорія була висунута сером *Джеймсом Дженсис*, відомим популяризатором астрономії в роки між Першою і Другою світовими війнами. Згідно неї, планетна речовина була «вирвана» із Сонця, а потім розпалася на окремі частини, утворюючи планети. При цьому найбільш великі планети (Сатурн і Юпітер) знаходяться в центрі планетної системи, де колись знаходилася потовщена частина туманності.

Згідно із сучасними уявленнями, планети сонячної системи утворилися з холодної газопилової хмари, що оточувала Сонце мільярди років тому. Дана точка зору найбільш послідовно відображена в гіпотезі академіка *О.Ю. Шмідта* (1891-1956 рр.), який довів, що проблему космології можна вирішити узгодженими зусиллями астрономії і наук про

Землю, перш за все географії, геології, геохімії. В основі даної гіпотези О.Ю. Шмідта лежить думка про походження планет шляхом об'єднання твердих тіл і пилових частинок.

З урахуванням фізичних характеристик всі планети Сонячної системи діляться на дві групи. Одна з них складається з порівняно невеликих *планет земної групи* - Меркурія, Венери, Землі та Марса. Речовина планет відрізняється відносно високою щільністю: в середньому близько $5,5 \text{ г/см}^3$, що у 5,5 рази перевершує щільність води. Іншу групу складають *планети гіганти*: Юпітер, Сатурн, Уран і Нептун. Вони володіють величезними масами. Так, маса Урану дорівнює 15 земним масам, а маса Юпітера-318. Складаються планети-гіганти переважно з водню і гелію, а середня щільність їх речовини близька до щільності води. У них немає твердої поверхні, подібної до поверхні планет земної групи. Особливе місце займає дев'ята планета - Плутон, відкрита в березні 1930 року. За своїми розмірами вона ближче до планет земної групи, є подвійною планетою, яка складається з центрального тіла і великого супутника. Важливим є той факт, що обидва небесних тіла обертаються навколо загального центру мас.

Сонячна система складається з центрального небесного тіла - зірки Сонця, 9 великих планет, які обертаються навколо нього, їх супутників, безлічі малих планет - астероїдів, численних комет та міжпланетного середовища. Відзначаємо, що великі планети розташовуються в порядку віддалення від Сонця таким чином: Меркурій, Венера, Земля, Марс, Юпітер, Сатурн, Уран, Нептун, Плутон. Три останні можна спостерігати із Землі тільки в телескопи. Усі великі планети Сонячної системи оточені атмосферою - шаром газів, що утримується біля поверхні планет їх гравітацією. Розмірами, масою та розташуванням планет визначається щільність та склад їх атмосфери. У Меркурія вона надзвичайно розріджена, а у Юпітера дуже щільна. У складі атмосфер планет-гігантів переважають водень, гелій, аміак, метан.

Сонце - газова, точніше плазмова, куля. Маса у 333000 раз більша за масу Землі. Середня відстань від Землі до центру Сонця становить 149 597 870 км У Сонці зосереджено 99,866% маси Сонячної системи. Практично все видиме випромінювання Сонця виходить з дуже тонкого шару - фотосфери (грец. "сфера світла"), його товщина не перевищує 300 км. У ядрі, де температура Сонця досягає 15 млн. кельвінів, відбувається виділення енергії. У центрі Сонця народжуються гамма-кванти. Потужні гамма-кванти дробляться на менш енергійні кванти - рентгенівські, ультрафіолетові й нарешті видимі та інфрачервоні промені. Найбільшу кількість енергії Сонце випромінює у видимому світлі.

Земля - третя від Сонця і п'ята за величиною планета Сонячної системи. За сучасними космогонічними уявленнями, вік Землі становить близько 4,6 млрд. років. Вона рухається навколо Сонця по еліптичній орбіті, середній радіус якої становить 149,6 млн. км. Планета здійснює осьове обертання, результатом якого є її стиск (екваторіальний радіус Землі на 21,38 км більший за полярний). Земля має шарувату будову і складається з ядра, мантії та літосфери. *Мантія* складається з базальтів і силікатів, які перебувають у розплавленому, але дуже в'язкому стані. Межа між корою і мантією, на якій різко зростає щільність називається поверхнею Мохоровичича. Саме на глибині 120-250 км під материками та 60-400 км під океанами розташований шар мантії, який називають астеносферою (від грецького *астенес* - слабкий). Речовина астеносфери, як і усієї мантії, близька до плавлення, але в'язкість її є досить низькою. Літосферні плити ніби плавають в астеносфері. Всередині зовнішнього ядра розташоване тверде внутрішнє ядро. Його радіус становить приблизно 1250 км. Ядро, імовірно, складається в основному із заліза та нікелю. У центрі ядра температура досягає 9000°C (вища, ніж на поверхні Сонця), щільність становить понад $15\ 000 \text{ кг/м}^3$, а тиск у 3,5 млн. разів більший за нормальний атмосферний тиск. Переважна частина маси Землі зосереджується в мантії та ядрі. На літосферу, гідросферу та атмосферу разом припадає менше ніж 0,5% земної маси. Основними хімічними елементами, з яких складається Земля, є Fe, O, Si і Mg. Усі вони є важкими, тому Земля має найбільшу середню щільність в Сонячній системі - 5517 кг/м^3 , що

приблизно дорівнює щільності мантиї. Середня щільність земної кори удвічі є меншою - 2700 кг/м^3 , а ядро, відповідно, є більш щільним.

Земля оточена атмосферою, 78% маси якої складає азот, 21% кисень, а вміст решти газів дуже малий. Вуглекислого газу в атмосфері нині 0,03%, але він відіграє дуже важливу роль, підтримуючи парниковий ефект. Досліджуючи газ, ізольований у порожнинах древніх гірських порід, учені дійшли висновку, що земна атмосфера зазнала значних змін у процесі своєї еволюції. Відзначаємо, що велика маса Землі (6-1021 т), достатня для утримання навколо себе захисного шару атмосфери, досить сильного магнітного поля, що захищає земних жителів від згубної дії космічної радіації, велика кількість води, життєво необхідної для життя тощо. Кругообіг хімічних елементів на Землі відбувається переважно за безпосередньої участі живих організмів. Вперше це було наголошено В. І. Вернадським у вигляді закону міграції хімічних елементів. Основним рушієм кругообігу речовин у біосфері є енергія Сонця, деяку (незначну) роль відіграє внутрішня енергія Землі. У процесі кругообігу жива речовина поглинає енергію, у процесі ж її розпаду ця енергія повертається в навколишнє природне середовище. Живий організм є відкритою системою, його не можна відокремити від навколишнього природного середовища.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає трактування «Сонячна система»?
2. У чому полягають основні гіпотези походження Сонячної системи?
3. Вчені, які досліджували походження Сонячної системи?
4. З урахуванням фізичних характеристик як діляться планети Сонячної системи ?
5. Опишіть склад Сонячної системи?
6. Опишіть особливості Сонця як плазмової кулі?
7. Особливості малих планет Сонячної системи ?
8. Особливості планет земної групи Сонячної системи ?
9. Охарактеризуйте основні складові Землі як планети Сонячної системи ?
10. У чому полягають новітні методи дослідження Сонячної системи?

Тема 3. Форма і розміри Землі. Гравітаційне та магнітне поле Землі.

1. Первісні уявлення про форму та будову Землі. Еволюція уявлень про фігуру Землі.
2. Гравітаційне поле Землі.
3. Магнітне поле Землі.

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Основні поняття та терміни: форми Землі, розміри Землі, поверхня Конрада, внутрішня будова Землі,

Форма і розміри Землі. Перші припущення про форму Землі висловлювали ще древні греки (Піфагор). Відзначаємо, що наукові докази кулеподібності Землі приведені в працях Арістотеля (384 322 р.р. до н.е.), який пояснював природу місячних затемнень тінню, яку відкидає на Місяць Земля. У XVIII ст. англійський фізик І.Ньютон довів, що внаслідок сумісної дії сил гравітації та відцентрових сил, які виникають при обертанні планети, вона повинна бути сплюснутою біля полюсів. Ньютон припустив, що Земля не куля, а сфероїд обертання (двовісний еліпсоїд). Причиною відхилення від кулястої форми виступає дія відцентрової сили, яка виникає під час обертання Землі навколо своєї осі. Саме з наближенням до екватора вона проявляється сильніше. У зв'язку з неоднорідністю речовинного складу і розподілу маси Землі її фігура сплюснена і на екваторі (трьовісний еліпсоїд), що на кілька десятків метрів відрізняється від фігури еліпсоїда обертання. Справжня геометрична фігура Землі відрізняється і від сфероїда і від трьовісного еліпсоїда і називається *геоїдом*. Його поверхня скрізь перпендикулярна до напрямку сили тяжіння. Тобто це поверхня рівноваги, що співпадає у відкритому океані з поверхнею

спокійної вільної води. Дана поверхня мало відрізняється від поверхні земного еліпсоїда і, як правило, підіймається над нею на материках максимально на 120 м та опускається в Світовому океані максимально на 160 м. Науковцями доведено, що полярний радіус менший від екваторіального на 21,38 км ($R_p = 6356,78$ км, $R_e = 6378,16$ км). Така фігура Землі дістала назву *еліпсоїда* обертання, або сфероїда. У подальшому, з появою більш точних методик вимірювання, припущено, що Земля дещо сплюснута і по екватору. Ця величина виявилась невеликою різниця між найбільшим і найменшим радіусами Землі на екваторі 213 м. Звідси виходить, що Земля є трьохосним еліпсоїдом з подвійним (полярним і екваторіальним) сплюсненням.

Поверхня геоїда, як правило, не співпадає ні з рельєфом Землі, ні з поверхнею еліпсоїда. Відхилення поверхні геоїда від еліпсоїда місцями досягають \pm (100...150) м і пов'язані з нерівномірним розподілом мас в тілі Землі. Найбільш понижені ділянки геоїда відносно поверхні еліпсоїда розміщені в Індійському океані, а максимальне перевищення показників відмічається в Атлантичному океані. Площа земного геоїда складає близько 510 млн. км², об'єм 1,083 млрд. км³, радіус кулі, рівновеликої геоїду - 371 км. Довжина кола земного меридіана 40008550 м, довжина екватора 40075700 м.

Гравітаційне поле Землі. Навколо Землі існує поле тяжіння. Дане поле називається *гравітаційним*. Воно є фізичним полем, зумовлене тяжінням маси Землі і відцентровою силою, яка виникає внаслідок добового обертання Землі. Незначною мірою воно залежить також від тяжіння Місяця і Сонця й інших небесних тіл та маси земної атмосфери. Гравітаційне поле Землі характеризується силою тяжіння, потенціалом сили тяжіння і різними його похідними. Потенціал даного поля має розмірність $\text{м}^2 \cdot \text{с}^{-2}$ за одиницю вимірювання перших похідних потенціалу (включно з силою тяжіння) в гравіметрії прийнятий мілігал (мГал), що дорівнює 10^{-6} $\text{м}/\text{с}^2$, а для наступної похідної – етвеш (Е), що дорівнює 10^{-9} с^{-2} . Біля поверхні Землі його середнє значення становить близько 9,8 $\text{м}/\text{с}^2$. З висотою напруженість гравітаційного поля зменшується. Середня сила тяжіння на Землі становить 979,8 Гал; зменшення середньої сили тяжіння від полюса до екватора становить 5200 мГал (в тому числі за рахунок добового обертання Землі - 3400 мГал); максимальна аномалія сили тяжіння на Землі становить 660 мГал; нормальний вертикальний градієнт сили тяжіння 0,3086 мГал/м; діапазон періодичичних місячно-сонячних варіацій сили тяжіння 0,4 мГал; можлива величина вікової зміни сили тяжіння <0,01 мГал/рік. За аномаліями гравітаційного поля Землі проводять тектонічне районування, пошуки родовищ корисних копалин (гравіметрична розвідка). Вплив гравітаційного поля на розвиток планети та її географічну оболонку є значним. Сила тяжіння визначає справжню форму земної поверхні - геоїд, зумовлює рухи земної кори. Під її впливом відбувається переміщення пухких гірських порід, мас води, льоду, повітря. Гравітаційне поле Землі є однією з причин кругообігів у літосфері, атмосфері і гідросфері.

Магнітне поле Землі. Земля володіє дипольним магнітним полем, на що вказав ще у 1600 році англієць У.Гільберт. Магнітне поле простягається на віддаль до 93 тис. км від поверхні Землі. Відзначаємо, що магнітні полюси розміщуються поблизу географічних, але не співпадають з ними. *Північний магнітний полюс* розміщений в Антарктиді, поблизу Південного Географічного, а *Південний* поблизу Північної Гренландії біля Північного Географічного, тому північний кінець магнітної стрілки приблизно вказує на північ, а південний на південь. Кут між віссю диполя і віссю обертання Землі становить приблизно 11° . Вважається, що виникнення магнітного поля обумовлюється переважно дією електричних струмів, які виникають при обертанні Землі, пов'язані з конвективними рухами речовини у рідкому зовнішньому ядрі (динамотеорія Френкеля Ельзасера). Характерною особливістю магнітного поля Землі є його мінливість у часі. Доведено, що залізовмісні мінерали (ферамагнетики) мають властивість фіксувати орієнтацію магнітного поля на час їхнього утворення. З таких позицій науковцями було підраховано, що магнітне поле на протязі геологічної історії часто переживало інверсії, тобто зміну магнітних полюсів.

Земля виступає величезним сферичним магнітом. Доведено, що серед металів тільки залізо і нікель можуть бути постійними магнітами. Їх називаються феромагнітними. Але феромагнітні речовини перестають бути магнітом, якщо їх нагріти вище точки Кюрі (770 °С для заліза і 358 °С для нікелю). Оскільки температура в надрах Землі значно вища за ці величини, то земне ядро, яке складається головним чином із заліза і нікелю, не може бути феромагнітним через відсутність для цього відповідних умов розвитку. З багатьох теорій, які були висунені для пояснення походження магнітного поля Землі, найбільш популярною виступає **теорія динамо**. Згідно з нею, Земля виступає скоріше електромагнітом, ніж постійним магнітом: електричний струм, що якимось чином генерується внаслідок турбулентної конвекції в рідкому ядрі, утворює навколо себе поле однорідного намагнічування, або постійне поле. Магнітне поле Землі досягає висоти 80-90 тис. км від її поверхні. До висоти 44 тис. км магнітне поле є постійним, його величина зменшується з віддаленням від земної поверхні поступово. На висоті від 44 до 90 тис. км магнітне поле змінне, залежно від знаку воно захоплює і утримує електрони або протони. Сфера навколосферного простору, в якому знаходяться заряджені частини, захоплені магнітним полем Землі, має назву магнітосфери. **Магнітосфера** захищає географічну оболонку Землі від прямого впливу сонячного вітру, від проникнення в нижні шари атмосфери електронів і протонів високих енергій, змінює вплив космосу на живу природу. Всередині магнітосфери розташовані радіаційні пояси. Вони складаються із заряджених частинок протонів і електронів, захоплених магнітним полем Землі з потоку сонячного вітру. Радіаційні пояси утворюють в атмосфері шар іоносфери і вважаються областю захопленої радіації, вони виступають ніби магнітними пастками для заряджених частинок космосу. Лінії, що з'єднують точки з однаковим схиленням, називаються **ізогонами**. Нульова ізогона - це лінія, яка з'єднує точки, в яких стрілка компаса спрямована одночасно на магнітний і географічний полюси. Лінії, що з'єднують точки з однаковим нахиленням, називаються **ізоклінами**. Оскільки магнітні полюси не збігаються з географічними, ізокліни також не збігаються з паралелями. Магнітні полюси змінюють своє положення з року в рік. Північний магнітний полюс знаходиться серед островів Канади і має координати 77° пн. ш. і 102° зх. д., а південний магнітний полюс розташовується в Антарктиді близько 65° пд. ш. і 139° сх. д.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості форми та розмірів Землі?
2. Вчені, які досліджували форму та розміри Землі?
3. Особливості поверхні геоїда?
4. Особливості гравітаційного поля Землі?
5. Особливості магнітного поля Землі?
6. У чому полягають захисні функції магнітосфери Землі?
7. У чому полягає положення «теорії динамо»?
8. Що характеризують собою ізогони?
9. Що характеризують собою ізокліни?
10. У чому полягають новітні методики дослідження магнітного поля Землі?

Тема 4. Рух Землі та їх географічні наслідки. Добове обертання Землі.

1. Добове обертання Землі: докази, наслідки, характеристика.
2. Характеристика різних видів часу на земній поверхні.
3. Припливи та відпливи.

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Основні поняття та терміни: рух Землі, добове обертання Землі, припливи, відпливи, сила Коріоліса.

Земля рухається навколо своєї осі (добовий рух). Повний оберт навколо своєї осі земна куля здійснює приблизно за 24 години, тобто за добу. Доба є основною одиницею для визначення часу, протягом якого відбувається видиме обертання небесної сфери проти годинникової стрілки. На кожному меридіані час доби в один момент є не однаковим, що пов'язано з нерівномірним освітленням земної кулі сонячними променями.

Обертання Землі навколо осі спричиняє зміну дня і ночі, а відповідно і кількості сонячної енергії, яка потрапляє на поверхню Землі протягом доби, що спричиняє добові зміни температури. Відзначаємо, що зміна надходження сонячного світла є також одним з основних чинників формування біоритмів живих істот. З обертанням Землі навколо своєї осі пов'язана й форма планети. Важливим наслідком такого обертання є відхилення будь-яких тіл на поверхні Землі, що рухаються горизонтально, а саме: річок, морських течій, повітряних мас та інше. У Північній півкулі вони відхиляються праворуч, у Південній - ліворуч. Від екватора до обох полюсів це відхилення поступово збільшується.

З добовим обертанням Землі пов'язані такі поняття, як зоряний, сонячний, поясний, місцевий час, лінія зміни дат тощо. Відмітивши на небі початкову точку, відраховують від неї кут повороту, за яким обчислюють час, що минув. Земну поверхню умовно поділено на 24 годинних пояси, на території яких час вважається рівним часу центрального меридіана, тобто меридіана, що проходить через середину поясу.

Зоряний час відраховують від моменту верхньої кульмінації точки весняного рівнодення, в якій екліптика перетинається з екватором. Ним переважно користуються при астрономічних спостереженнях. **Сонячний час** (справжній, або істинний, середній) відраховують від моменту нижньої кульмінації центру диска Сонця на меридіані спостерігача. **Місцевий час** - це середній сонячний час в кожному пункті Землі, який залежить від довготи даного пункту. Доведено, що чим східніше знаходиться пункт на Землі, тим більший у ньому місцевий час (кожні 15° довготи дають різницю в часі на 1 год.), а чим далі на захід, тим час менший.

У практичному розподілі годинних поясів на нашій планеті специфічними є простори, через які умовно пролягає лінія зміни дат. Ця лінія проходить в основному у відкритому океані за географічним меридіаном 180° , дещо відхиляється там, де вона пересікає острови або відокремлює різні держави. Зроблено це з метою уникнення певних календарних незручностей для людей, які їх населяють. При перетині лінії із заходу на схід дата повторюється, при русі у зворотному напрямі один день з рахунку виключається.

Відзначаємо, що із 1990 року Україна живе за поясним часом, який відрізняється від всесвітнього на дві години. Тобто нова доба починається в Україні на дві години раніше, ніж у годинному поясі, де розташований Лондон. Середній меридіан II годинного поясу - 30° сх. д. проходить у кількох кілометрах західніше міста Києва і розділяє територію України на дві майже рівні частини. Важливим є те, що вісь добового обертання Землі нахилена до площини її орбіти під кутом $66^\circ 33'$. Упродовж року, перебуваючи у різних точках орбіти, вона спрямована у тому самому напрямку (північним полюсом на Полярну зорю). Це приводить до найважливіших географічних наслідків - зміни пір року та тривалості дня і ночі на всіх широтах, окрім екватора.

Двічі на рік сонячні промені опівдні падають прямовисно (Сонце перебуває в зеніті) на екваторі та низьких (близьких до екватора) широтах. Однак виділяються дві паралелі, на яких таке явище спостерігається тільки один день на рік. Вони називаються *тропіками*. 22 червня, коли вісь Землі північним кінцем нахилена до Сонця, його промені опівдні падають прямовисно на паралелі $23^\circ 5'$ пн. ш., тобто на Північному тропіку (тропіку Рака). Цей день називають днем *літнього сонцестояння*. 22 грудня північний кінець земної осі відвернутий від Сонця, яке перебуває в зеніті на Південному тропіку або тропіку Козерога ($23^\circ 5'$ пд. ш.). Це день *зимового сонцестояння*. 21 березня - у день весняного рівнодення і 23 вересня - у день осіннього рівнодення площина, що розділяє освітлену і затемнену частину земної кулі (термінатор), проходить через обидва полюси і поділяє всі паралелі навпіл. Сонце перебуває в зеніті над екватором. Північна і Південна

півкулі у ці дні однаково освітлені й отримують однакову кількість тепла, а усюди на Землі день дорівнює ночі. Науковці доводять, що одним із важливих наслідків добового обертання Землі навколо осі є припливи і відпливи - явище періодичного коливання рівня океану, яке спричинюється силами притягання Сонця і Місяця. Більша з цих сил місячна, тому вона й визначає основні риси припливних явищ. Припливні явища мають місце і в земній корі, але тут вони не перевищують 30-40 см, тоді як в океанах в окремих випадках досягають навіть 18 м (затока Фанді).

Механізм припливних явищ досить складний. Основна їх суть полягає в тому, що Земля і Місяць - єдина система в обертальному русі навколо спільного центра ваги, який лежить всередині Землі на відстані приблизно 4800 км від її центра. На систему Земля - Місяць діють дві сили: притяжіння і відцентрова. Співвідношення цих двох сил на різних сторонах Землі є неоднаковою. На стороні Землі, оберненій до Місяця, сили притяжіння Місяця більші за відцентрові сили системи, і їх рівнодійна спрямована до Місяця. На стороні Землі, протилежній Місяцю, відцентрові сили системи більші за сили притяжіння Місяця, а їх рівнодійна спрямована від нього. Ці рівнодійні сили і є припливоутворюючими силами, що викликають підвищення води на протилежних сторонах Землі. Внаслідок того, що Земля здійснює добове обертання в полі даних сил, а Місяць рухається навколо неї, припливні хвилі намагаються рухатись у відповідності з положенням Місяця, тому в кожному районі океану протягом 24 год. 50 хв. двічі відбувається приплив і двічі відплив. Щодобове відставання на 50 хв. зумовлено випереджаючим рухом Місяця за його орбітою навколо Землі. Попри те, що Сонце, Земля і Місяць знаходяться майже в одній площині, вони змінюють своє взаємне розташування на орбітах, тому змінюється їх припливний вплив. Двічі за місячний цикл - в новий (молодий) місяць і повний місяць - Земля, Місяць і Сонце опиняються на одній лінії. В цей час припливні сили Місяця та Сонця збігаються і виникають незвичайно високі, сигізійні припливи. Саме у першій і третій чвертях Місяця, коли припливні сили Сонця і Місяця направлені під прямим кутом одна до одної, вони виявляють протилежний вплив і висота місячних припливів виявляється меншою приблизно на одну третину. Ці припливи називаються квадратурними. Проблема використання колосальної енергії припливів і відпливів давно привертала увагу вчених, але розв'язання її почалося з будівництва припливних електростанцій (ПЕС). Перша ПЕС стала до ладу у Франції в 1960 році. Припливні хвилі поступово уповільнюють швидкість обертання Землі, оскільки вони рухаються у зустрічному напрямі. Тому земна доба поступово стає довшою. Підраховано, що лише з причини водних припливів за кожні 40 тис. років доба подовжується на 1 с. Мільярд років тому доба на Землі становила лише 17 год. Ще через мільярд років доба триватиме 31 годину. А за декілька мільярдів років Земля буде повернутою до Місяця весь час однією стороною, так само, як тепер Місяць до Землі.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості добового руху Землі ?
2. Головні географічні наслідки обертання Землі навколо своєї осі?
3. У чому полягають особливості зоряного часу?
4. У чому полягають особливості сонячного часу?
5. У чому полягають особливості місцевого часу?
6. У чому полягають особливості поясного часу?
7. У чому полягають особливості розподілу годинних поясів на нашій планеті?
8. У чому полягає сутність літнього та зимового сонцестояння?
9. У чому проявляються особливості механізму припливних явищ?
10. У чому полягає проблема використання енергії припливів і відпливів?

Тема 5. Рух Землі навколо Сонця. Кліматичні наслідки обертання Землі.

1. Особливості руху Землі навколо Сонця. Орбіта Землі.
2. Характеристика періодів року на різних широтах.
3. Пояси освітлення та їх зв'язок з географічною зональністю.

Рекомендована література: 1-5

Основні поняття та терміни: пояси освітлення, гравітаційне поле Землі, магнітне поле Землі

Земля рухається навколо Сонця, як і всі інші планети. Орбіта Землі має форму еліпса, який близький до кола. Відстань від Землі до Сонця змінюється протягом року від 147 млн. км - у перигелії (найближчій до Сонця точці орбіти) до 152 млн. км - в афелії (найвіддаленішій точці орбіти). Найближче до Сонця Земля перебуває в січні, найвіддаленіше - у липні. Земля рухається по орбіті із заходу на схід з середньою швидкістю близько 30 км/с. Увесь шлях за рік вона проходить за 365 днів 6 год. 9 хв. 9 с.

Саме завдяки руху Землі навколо сонця і незмінному нахилу земної осі до площини орбіти відбувається зміна пір року і зміна тривалості дня і ночі. Тільки на екваторі протягом усього року день = ночі. 21 березня і 23 вересня Сонце знаходиться в зеніті над екватором. Сонячне проміння прямовисно падає опівдні над екватором, а на півночі кут падіння його зменшується. Період, протягом якого планета робить оберт навколо зірки, називається *сидеричним періодом обертання, або планетарним роком*. Тривалість року залежить від відстані планети до зірки, адже якщо планета перебуває далеко від зірки, то вона рухатиметься повільніше (оскільки на неї слабше впливатиме гравітація зірки), і, окрім того, вона має здолати довший шлях. Вісь Землі постійно нахилена до площини орбіти під кутом $66,5^\circ$. При русі Землі навколо Сонця вісь не змінює свого положення. Тому кожна точка земної поверхні зустрічає сонячні промені під кутами, що змінюються протягом року. У різні періоди року півкулі Землі отримують одночасно неоднакову кількість сонячного тепла і світла, що виступає причиною зміни пір року. На екваторі сонячні промені падають майже під однаковим кутом протягом усього року, тому часи року там мало відрізняються один від одного. Це пояснюється кулястістю Землі. У помірних широтах ж пори року сильно відрізняються один від одного. Це пояснюється не тільки кулястістю Землі, але й різними положеннями планети протягом усього року, що визначається нахилом осі обертання Землі до орбіти і впливає на зміну кута падіння сонячного проміння протягом усього року.

Шлях, по якому Земля рухається навколо Сонця, називається орбітою. Орбіта має форму близьку до еліпса, в одному з фокусів якого знаходиться Сонце. Тому віддаль між Землею і Сонцем протягом року змінюється. Найближче до Сонця Земля буває 4 січня (перигелій). В цей час віддаль до Сонця становить 147 млн. км. Найдалше від Сонця Земля буває 6 липня на віддалі 152 млн. км (афелій). При середній швидкості 29,76 км/с Земля проходить весь шлях (939,12 млн. км) за 365 днів 6 год. 3,6 с. Цей період називається зоряним (сидеричним) роком. В афелії швидкість руху Землі зменшується до 29,3 км/с, у перигелії зростає до 30,3 км/с.

Кут між напрямом сонячних променів і нормаллю до горизонтальної площадки, на поверхні Землі в дні літнього сонцестояння $f_1 = \varphi - \epsilon$, де ϵ – нахил екліптики до екватора. У дні рівнодень він становить $f_2 = \varphi$ в день зимового сонцестояння $f_3 = \varphi + \epsilon$. Згідно фізичних законів величина променевого потоку F , що падає на площадку, пропорційна \cos кута між напрямом променів і нормаллю до площадки: $F = F_0 \times \cos i$, де F_0 – величина потоку, що падає перпендикулярно на площадку. Потік променевої енергії, що падає на Землю, змінюється також пропорційно квадрату віддалі від Сонця, але ці зміни не відіграють істотної ролі в зміні пір року на Землі, бо орбіта Землі мало відрізняється від кола.

Ступінь витягнутості земної орбіти як і будь-якого еліпса с характеризується величиною його ексцентриситету $l = c/a < 1$, де c - фокальний радіус (OF або OF₁); a - велика піввісь еліпса АВ/2. Ексцентриситет земної орбіти $l=1/60$ (0,017). У перигелії Земля отримує всього на 7% більше тепла ніж в афелії.

Вісь обертання Землі під час руху її навколо Сонця залишається паралельною сама собі. Крім того, зміна схилення Сонця протягом року в межах від $+23^{\circ}27'$ (момент літнього сонцестояння) до $-23^{\circ}27'$ (момент зимового сонцестояння) свідчить, що вісь обертання Землі нахилена до площини орбіти під кутом $66^{\circ}33'$. Наслідком руху Землі навколо Сонця, нахилу осі обертання до площини орбіти і постійності цього нахилу є регулярна зміна пір року на Землі, нерівномірність тривалості дня і ночі, річний цикл в географічній оболонці, зокрема в органічному світі та інше. Саме коли Сонце переміщається з південної частини зоряного неба в північну і проходить через точку весняного рівнодення, то вісь обертання Землі лежить на площині круга, що розділяє освітлену і темну частину земної кулі.

Тривалість дня на всій поверхні дорівнює ночі (за винятком полярних областей). Це припадає на 21 березня – день весняного рівнодення. Далі Сонце поступово переміщується в північній частині неба, де схилення його додатні і 22 червня вісь Землі з площиною круга, що розділяє освітлену і темну частину Землі складає $23^{\circ}27'$. У цей час в середніх широтах день найдовший – день літнього сонцестояння. Схилення Сонця має найбільше значення $d = 23^{\circ}27'$. Після 22 червня схилення Сонця поступово зменшується і воно наближається до екватора. 23 вересня Сонце проходить через точку осіннього рівнодення і переходить в південну частину неба. 22 грудня вісь Землі розташовується так само, як і 22.06, але схилення стає мінімальним - $23^{\circ}27'$ Тривалість дня найменша – день зимового сонцестояння.

З нахилом осі обертання Землі до площини своєї орбіти пов'язаний також розподіл теплових поясів на Землі. Нерівномірне нагрівання земної поверхні обумовлює різні температури повітря на різних широтах. Широтні смуги з певними температурами повітря називаються *тепловими поясами*.

Жаркий пояс розміщений обабіч екватора, між Північним і Південним тропіками. Він обмежений з обох боків ізотермою $+20^{\circ}\text{C}$. Цікаво, що межі поясу співпадають з межами поширення пальм на суходолі і коралів в океані. Тут земна поверхня отримує найбільше сонячного тепла. Двічі на рік (22 грудня і 22 червня) опівдні сонячні промені падають майже прямовисно (під кутом 90°). Повітря від поверхні сильно нагрівається. Тому там жарко протягом року.

Помірні пояси (в обох півкулях) примикають до жаркого поясу. Вони простяглися в обох півкулях між полярним колом і тропіком. Сонячні промені там падають на земну поверхню з деяким нахилом. Причому, чим північніше, тим нахил більший. Тому сонячне проміння менше нагріває поверхню. У результаті менше нагрівається і повітря. Ось чому в помірних поясах холодніше, ніж у жаркому. Сонце там ніколи не буває в зеніті. Чітко виражені пори року: зима, весна, літо, осінь. При цьому чим ближче до полярного кола, тим зима триваліша і холодніша. Відзначаємо, що чим ближче до тропіка, тим триваліше і тепліше літо. Помірні пояси з боку полюсів обмежує ізотерма найтеплішого місяця $+10^{\circ}\text{C}$. Вона є межею поширення лісів.

Холодні пояси (північний і південний) обох півкуль лежать між ізотермами $+10^{\circ}\text{C}$ і 0°C найтеплішого місяця. Сонце там взимку по кілька місяців не з'являється над горизонтом. А влітку, хоча й не заходить за горизонт місяцями, проте стоїть дуже низько над горизонтом. Його промені лише ковзають поверхнею Землі і нагрівають її слабо. Поверхня Землі не лише нагріває, а й охолоджує повітря. Тому температури повітря там низькі. Зими холодні та суворі, а літо коротке і прохолодне.

Два **пояси вічного холоду** (північний і південний) оконтурюються ізотермою з температурами всіх місяців нижче 0°C . Це царство вічних снігів і льоду.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому проявляється особливість руху Землі навколо Сонця?
2. У чому проявляються особливості орбіти Землі?
3. Характеристика сидеричного періоду обертання?
4. З чим пов'язаний розподіл теплових поясів на Землі?
5. У чому особливості основних теплових поясів Землі?
6. Опишіть характерні особливості жаркого поясу Землі?
7. Опишіть характерні особливості помірною поясу Землі?
8. Опишіть характерні особливості холодного поясу Землі?
9. Опишіть характерні особливості поясу вічного холоду?
10. У чому полягають новітні тенденції дослідження теплових поясів Землі?


Тема 6. Особливості планетарної природи Землі

1. Роль геосфер у формуванні планетарної природи Землі.
2. Характеристика основних географічних поясів.
3. Характеристика природних зон на земній поверхні.
4. Зональність Світового океану.
5. Характеристика висотної поясності (самостійна робота).

Рекомендована література: 1-5

Основні поняття та терміни: пояси освітлення, гравітаційне поле Землі, магнітне поле Землі

Вченими доведено, що найскладніші взаємодії відбуваються у географічній оболонці в зоні контакту геосфер. У результаті цих взаємодій сформувалися ділянки земної поверхні, які відрізняються за своїм зовнішнім виглядом та характером протікання фізико-географічних процесів у них. Їх називають природними територіальними комплексами (ПТК). Поняття ПТК є одним із найважливіших у фізичній географії. Під ним розуміють закономірне поєднання природних компонентів, які перебувають у складній взаємодії, утворюючи єдину систему. До основних компонентів природи належать гірські породи, повітря, води, рослинний і тваринний світ. Географічна оболонка має чітко виражені закономірності. До найважливіших серед них належать: цілісність, ритмічність розвитку, широтна зональність та висотна поясність. Цілісність географічної оболонки полягає в існуванні тісних взаємозв'язків між компонентами природи, що її складають. Зміна будь-якого одного компонента неминуче призводить до зміни інших, а також географічної оболонки в цілому. Цілісність властива всім природним комплексам. Проявлення цієї закономірності забезпечується постійним існуванням системи кругообігів речовини та енергії в географічній оболонці. Планетарною географічною закономірністю є *широтна зональність* - закономірна зміна природних компонентів і природних комплексів у напрямку від екватора до полюсів. Зональність найчіткіше виражена у процесах кліматоутворення, характері водних мас океану, розподілі вод суходолу, поширенні рослинності, тваринного світу та ґрунтів.

Найбільші зональні комплекси географічної оболонки називають *географічними поясами*. Вони відрізняються один від одного температурними умовами, загальними особливостями циркуляції атмосфери, ґрунтово-рослинного покриву і тваринного світу. Географічні пояси простягаються переважно в широтному напрямку і збігаються з кліматичними поясами. На суходолі та у Світовому океані виділяють такі географічні пояси: екваторіальний, два субекваторіальні, два тропічні, два субтропічні, два помірні, субарктичний і арктичний (у Північній півкулі), субантарктичний і антарктичний (у Південній півкулі).  У межах поясів виражені великі території з подібними природними комплексами, які сформувалися під впливом певного співвідношення тепла і вологи - *природні зони*. Назви зон визначені за пануючим у них типом рослинності. В арктичному (антарктичному) поясі сформувалася зона арктичних (антарктичний) пустель;

субарктичному - зони тундри і лісотундри; помірному - зони лісів (тайги, мішаних і широколистяних), лісостепу, степу, напівпустель і пустель; субтропічному та тропічному поясах - зони лісів, рідколісь і саван, напівпустель і пустель; субекваторіальному - зони лісів, рідколісь і саван; екваторіальному - вологих екваторіальних лісів. У зв'язку з неоднорідністю кліматичних умов, які залежать не тільки від географічної широти, а й інших географічних чинників, природні зони не завжди мають широтне простягання. До того ж деякі зони (степів, напівпустель і пустель) є найбільш характерними для внутрішніх частин материків, а інші тяжіють до їхньої океанічної периферії (зони лісів).

Зональність Світового океану знайшла відображення у зміні від екватора до полюсів властивостей поверхневих вод (температури, солоності, густини і прозорості, інтенсивності хвилювання), розподілі біомаси та видового різноманіття рослинного і тваринного світу. **Для гірських областей** зональний тип ґрунтово-рослинного покриву характерний переважно для підніж, а з висотою він змінюється. Цю закономірність називають висотною поясністю. Тобто *висотна поясність* - це закономірна зміна природних компонентів і природних комплексів з підйомом у гори від їх підніжжя до вершин. Вона обумовлена зниженням температури з висотою (на 6 °С кожен 1000 м підйому) та збільшенням кількості опадів, а отже зволоженням території.

Зміна висотних поясів у горах відбувається, як правило, у тій самій послідовності, що й зміна природних зон на рівнині у напрямку від екватора до полюсів. В горах висотна поясність починається з аналогу тієї широтної зони, у межах якої розташовані гори. Крім того, у горах існує особливий пояс субальпійських та альпійських лук, якого немає на рівнинах. Кількість висотних поясів залежить від висоти гір і їх географічного положення.

Для збереження і вивчення унікальних природних комплексів, окремих видів рідкісних рослин, ендеміків, реліктів, цікавих об'єктів неживої природи створюються різні природоохоронні об'єкти, розробляється природоохоронне законодавство.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає роль геосфер у формуванні планетарної природи Землі?
2. Основні компоненти планетарної природи?
3. У чому полягає характеристика широтної зональності?
4. У чому полягає особливість оцінки географічних поясів?
5. У чому полягає особливість оцінки природних зон?
6. У чому полягають особливості зональності Світового океану?
7. У чому полягають новітні тенденції дослідження Світового океану?
8. Особливості природних комплексів, пов'язаних з висотною поясністю?

Тема 7. Поняття про картографування Землі.

1. Картографування земної поверхні. Масштаби карт.
2. Картографічні проекції, їх особливості та характерні риси.
3. Різновиди географічних карт.
4. Оцінка основних об'єктів на топографічних картах (самостійна робота)

Рекомендована література: 2,3,4,5

Основні поняття та терміни: картографія, історія картографії, аерофотознімки, дистанційне зондування Землі, географічна карта, географічний глобус, масштаби карт, класифікація карт, картографічні проекції.

Картографія виступає способом відображення сферичної поверхні Землі на плоскому аркуші паперу. Історія початку картографії відноситься до часів Древнього Єгипту і Месопотамії. Зазначено, що саме тоді (приблизно в 2500 р. до н.е.) була створена, знайдена археологами, перша карта на глиняній табличці. До появи дистанційного зондування Землі карти складалися на основі безпосередніх спостережень на місцевості або узагальнювалися за даними, зібраними для інших цілей. Подібна ситуація збереглася і

донині в сфері збору тематичної інформації (про рослинність, клімат, економічну діяльність), яка використовується для складання карт у регіональному, національному, континентальному і глобальному масштабах.

Тематичне картографування є важливим компонентом будь-яких досліджень природних ресурсів. Сучасними завданнями картографії і геодезії є: *огляд поверхні материків* (основа для геодезії, складання кадастрів і інженерних вишукувань); *картографування поверхні материків* (планіметричне, топографічне, тематичне); *морське картографування* (навігаційні і батиметричні карти, карти небезпечних ділянок).

Елементами карти, її складовими частинами є: *математична основа*, що включає масштаб, геодезичну основу й картографічну проекцію; *зміст*, під яким розуміється сукупність показаних об'єктів і повідомлюваних відомостей; *допоміжне оснащення* (назва, легенда - умовні знаки і пояснення, графіки, довідкові дані та інші).

Картографічна генералізація - це процеси відбору та узагальнення зображуваних на карті об'єктів відповідно їх призначенню, а також особливостей території, що картографується. Цей процес здійснюється шляхом узагальнення якісних і кількісних характеристик об'єктів, що відображаються на карті, спрощення їхніх планових обрисів, відкидання дрібних несуттєвих деталей, збереження відмінних рис об'єктів і використання інших прийомів. До **факторів картографічної генералізації**, відповідно до наведеного вище визначення, ставляться: призначення карти, її масштаб, особливості території, що картографується.

Масштаб - це відношення довжини ліній на карті (або плані) до довжини горизонтальної проекції відповідної лінії на поверхні земного еліпсоїда. *Топографічні карти України* видаються в масштабах 1:1 000 000 і крупніше. Вони становлять єдиний стандартний набір - масштабний ряд: 1:1 000 000; 1:500 000; 1:200 000; 1:100 000; 1:50 000, 1:25 000, 1:10 000.

Плани створюються у масштабах 1:5 000, 1:2 000, 1:1 000 і 1:500. Прийнятий масштабний ряд має коефіцієнт переходу від масштабу до масштабу (2,0...2,5). Найчастіше карти масштабу 1:200 000 і крупніше відносять до великомасштабних, 1:1 000 000...1:500 000 - до середньо масштабних. Однак існують і інші класифікації.

Картографічні проекції та їх класифікація

Відзначаємо, що у II ст. до н. е. *Клавдій Птоломей* та *Маріан Гірський* запропонували при побудові карт використовувати допоміжні геометричні фігури, поверхню яких можна розгорнути в площину, - бічні поверхні конуса або циліндра чи картинної площини. **Такий спосіб називається геометричним.** З XVIII ст. для переходу від поверхні еліпсоїда до площини, поряд з геометричним способом, почали застосовувати аналітичний - встановлення аналітичної залежності між географічними координатами точок земного еліпсоїда та прямокутними координатами цих самих точок на площині. Такий математично визначений спосіб відтворення поверхні еліпсоїда на площині називається *картографічною проекцією*.

Важливо, що картографічні проекції групують за характером мінімальних спотворень, що виникають при переході від сферичного зображення території до площинного, та видом меридіанів і паралелей нормальної сітки. *За характером зведених до мінімуму спотворень*, картографічні проекції поділяють на рівновеликі, рівнокутні та довільні. З числа довільних деякі автори виділяють **рівнопроміжні**, в яких головний масштаб зберігається в одному напрямі, наприклад вздовж меридіана чи паралелі. Картографічні проекції, в яких площі географічних об'єктів на карті пропорційні відповідним площам на земній поверхні, **називаються рівновеликими.** Їх ще називають рівно площинними або еквівалентними. Картографічні проекції, в яких зберігаються кути між будь-якими напрямками на карті й на земній поверхні, називаються **рівнокутними.** У зв'язку з тим, що в рівнокутних проекціях масштаб у кожній точці постійний в усіх напрямках, але змінюється від точки до точки, площі в них спотворюються, а обриси фігур в основному зберігаються. Еліпси спотворень мають форму кола. Виділяють також

проекції, які не зберігають ні площі, ні кутів. Це **довільні проекції**. Співвідношення спотворень площ і кутів у них може бути різним не тільки на різних картах, а й у межах однієї карти. Серед цих проекцій є такі, в усіх точках яких масштаб в одному з напрямів (по меридіанах чи паралелях) постійний і дорівнює головному. Називають їх **рівнопроміжними**.

За видом допоміжної геометричної поверхні, яку використовують для побудови проекцій, їх поділяють на азимутальні, циліндричні й конічні. Проекції, при створенні яких осі циліндра й конуса суміщаються з полярною віссю земної кулі, а картинна площина розміщується дотично до точки полюса, називаються **нормальними або прямими**. Нормальну азимутальну проекцію називають ще полярною.

За видом нормальної сітки виділяють також проекції: **псевдоциліндричні**, в яких паралелі - прямі, а меридіани - криві, симетричні до середнього прямолінійного меридіана; **псевдоконічні**, де паралелі - дуги концентричних кіл, а меридіани - криві, симетричні відносно середнього прямолінійного меридіана; **поліконічні**, паралелі яких - дуги ексцентричних кіл з центрами на середньому прямому меридіані, а меридіани - криві, симетричні відносно середнього меридіана.

Рішення про створення карти всього суходолу в єдиному масштабі, єдиній проекції, у єдиних умовних знаках і з загальним підходом до генералізації було прийнято на V Міжнародному географічному конгресі в 1891 р. Для цієї карти був обраний масштаб 1:1 000 000, звідси назва карти «міжнародна мільйонна карта світу». На даний час використовуються умовні знаки, прийняті у 1983 році. Умовні знаки стандартні і обов'язкові для всіх відомств та установ, що займаються створенням топографічних карт.

Топографічна карта є двовимірною, проте вона має забезпечити тривимірне уявлення про місцевість і давати змогу визначити абсолютну й відносну висоти предметів і точок місцевості. Крім того, карта має бути джерелом визначення видів і планових розмірів форм рельєфу, їх зорієнтованості, взаєморозміщення й доступності, ступеня розчленованості земної поверхні, форми, крутості й протяжності схилів, глибини врізаності долин річок, балок, ярів, прохідності місцевості.

Спеціальні карти та плани міст призначені для інформування про сучасний стан місцевості та її зміни у відповідному районі, а також про інші спеціальні дані, які необхідні для планування, організації і виконання завдань. Спеціальні карти та плани міст відрізняються від топографічних карт додатковими даними про місцевість та іншою інформацією, яка необхідна зацікавленим користувачам.

Основними спеціальними картами, які виготовляють завчасно, є: оглядово-географічні, бланкові, аеронавігаційні, рельєфні, карти шляхів сполучення, карти геодезичних даних і багато інших. Всі ці карти створюються за класичними для цих видів карт технологіями. держави світу приділяють створенню цифрових карт, виготовлення яких потребує передових досягнень науки і найсучасніших технологій.

Цифрова карта - це систематизований запис у цифровій формі на машинному носіївмісту топографічної карти, тобто просторових координат об'єктів місцевості, їх кодів та характеристик, визначених за єдиною системою класифікації і кодування картографічної інформації у заданій проекції, системі координат і висот, а також у прийнятому для топографічних карт розграфленні на номенклатурні аркуші.

Оглядово-географічні карти призначені для вивчення фізико-географічних умов окремих районів і видаються в масштабах 1:500 000; 1:1 000 000; 1:2 500 000; 1:5 000 000; 1:10 000 000. Карти мають стандартні розміри аркушів: 80 на 90 см по внутрішній рамці. Загальне навантаження змісту цих карт менше, ніж на топографічних картах.

Бланкові карти призначені для виготовлення інформаційних та інших документів. За змістом вони є копіями топографічних або оглядово-географічних карт відповідних масштабів, але друкуються меншою кількістю фарб ослаблених тонів або лише однією фарбою.

Аеронавігаційні карти призначені для підготовки і навігаційного забезпечення польотів авіації. На цих картах більш наочно зображаються об'єкти та елементи місцевості, які для авіації є надійними орієнтирами або перешкодами в польоті. Карти видаються в масштабах 1:2 000 000 і 1:4 000 000.

Рельєфні карти виготовляють найчастіше на гірські райони в масштабах 1:500 000 та 1:1 000 000. Карти призначені для поглибленого вивчення та оцінки рельєфу місцевості і забезпечення польотів авіації. Ці карти дають більш наочне об'ємне зображення рельєфу у порівнянні з картографічним зображенням інших елементів місцевості.

Карти шляхів сполучення масштабів 1:500 000 та 1:1 000 000 призначені для планування і здійснення перевезень пасажирів і вантажів. Ці карти мають більш детальні технічні та експлуатаційні характеристики мережі доріг у порівнянні з топографічними картами відповідних масштабів.

Карти геодезичних даних призначені для швидкого і більш точного визначення координат об'єктів. Координати точок для цих карт визначають за великомасштабними картами, планами або фотограмметричними методами, які забезпечують необхідну точність. Для друкування спеціальних даних використовують топографічні карти відповідних масштабів.

Плани міст складають у масштабах 1:10 000 або 1:25 000 на територію міст, важливих залізничних вузлів та інших важливих населених пунктів та їх околиць. Вони призначені для детального вивчення міст і підходів до них, орієнтування, виконання точних вимірів і розрахунків при організації і веденні відповідних робіт.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають історичні аспекти становлення картографії як науки ?
2. У чому полягає сутність аерофотознімки і прийоми роботи з ними?
3. Роль дистанційного зондування Землі в географічних дослідженнях?
4. У чому полягає сутність географічної карти?
5. Опишіть основні види географічних карт?
6. Охарактеризуйте основні масштаби географічних карт?
7. У чому полягає характеристика картографічних проекцій?
8. У чому полягає характеристика геодезичних мереж?
9. У чому полягає характеристика спеціальних карт?
10. У чому полягають особливості формування планів міст?

Тема 8. Атмосфера. Склад і будова.

1. Склад і утворення атмосфери. Функції атмосфери.
2. Будова атмосфери.
3. Роль і місце атмосфери в географічній оболонці Землі.

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Основні поняття та терміни: атмосфера, функції атмосфери, будова атмосфери

Атмосфера являє собою повітряну оболонку Землі. Приблизно 50 % всієї маси атмосфери зосереджено у нижньому 5-кілометровому шарі, 75 % - в 10-кілометровому і 90 % - в 16-кілометровому. Чисте й сухе повітря у нижніх шарах атмосфери, внаслідок постійного перемішування, має постійний склад. Воно складається з азоту - 78,08 %, кисню - 20,95 %, аргону - 0,93 %, вуглекислоти - 0,03 %. В атмосфері від поверхні Землі до 70 кілометрів присутній озон - трьохатомний кисень. Він утворюється внаслідок розчеплення молекул звичайного кисню під час грозових розрядів і під впливом ультрафіолетової радіації Сонця. Максимальна його концентрація знаходиться на висоті 22-25 км. Тут розташований озоновий "екран", який поглинає ультрафіолетову радіацію, згубну для тварин і рослин.

Атмосфера, як елемент глобальної екосистеми, виконує кілька основних функцій: захищає живі організми від згубного впливу космічних випромінювань та ударів метеоритів; регулює сезонні й добові коливання температури (якби на Землі не існувало атмосфери, то добові коливання температури досягали 6 ± 200 °С); є носієм тепла й вологи; є депо газів, які беруть участь у фотосинтезі й забезпечують дихання; зумовлює низку складних екзогенних процесів (вивітрювання гірських порід, діяльність природних вод, мерзлоти, льодовиків тощо). Крім газоподібних речовин, в атмосфері у зваженому стані знаходяться найдрібніші частки різного походження, змінні складові частини - водяна пара. Водяна пара є важливою ланкою кругообігу води на Землі. Вона затримує 60 % теплового випромінювання Землі. Пил ослабляє сонячну радіацію. Він відіграє роль ядер конденсації, тобто важливу роль в утворенні хмар і опадів.

Останнім часом господарська активність людства дається взнаки для постійної складової атмосфери, саме інтенсифікація рільництва та тваринництва за 300 років подвоїла кількість метану в атмосфері, а спалювання органічного палива щонайменше на 1/4 збільшило концентрацію вуглекислого газу в ній. З висотою різко зменшуються щільність і тиск атмосфери, а температура змінюється нерівномірно й складно. Зміна температури в межах атмосфери на різних висотах пояснюється неоднаковим поглинанням сонячної енергії газами. Найінтенсивніше теплові процеси протікають у тропосфері, причому атмосфера нагрівається знизу, від поверхні океану та суходолу.

Тропосфера - найближчий до нас нижній шар атмосфери. Висота верхньої межі тропосфери залежить від температури: зимою вона ближче до земної поверхні, літом - далі. Протягом доби коливання можуть сягати кількох кілометрів. Нагрівається за рахунок тепла нагрітої Сонцем земної поверхні. В тропосфері міститься до 80% вологи всієї атмосфери. Характерне постійне вертикальне переміщення повітря, - тут утворюються хмари, звідси випадають опади. **Тропопауза** - її температура і висота змінюються зі зміною широти - від екватора до полюсів тропопауза знижується.

Стратосфера характеризується низьким тиском, розрідженням повітря, повною відсутністю водяної пари і значним вмістом озону - до 10-5 г/г повітря. Озоновий шар поглинає близько 97% ультрафіолетового компонента сонячної радіації, небезпечного для живих організмів. Відбуваються значні горизонтальні переміщення повітряних мас зі швидкістю до 300 км/год.

В мезосфері продовжується зниження тиску повітря і температури з висотою. Розріджене повітря дуже іонізується, - тут виникають, так звані, сріблясті хмари. **В мезопаузі** температура починає підвищуватись. Вважають, що вітер на цих висотах часто змінює напрямок і має швидкість до кількох сотень кілометрів за год.

Термосфера - це сфера розрідженого іонізованого газу - переважно кисню. Тому її називають іоносферою. Іонізація є причиною високої електропровідності термосфери, в ній проходять потужні електричні струми. В термосфері на висоті 320-400 км виникають, так звані, полярні саява.

Екзосфера - це зовнішня сфера Землі. Її називають також сферою розсіювання. Швидкість руху газів в екзосфері наближається до критичної - 11,2 км/с, тому вони розсіюються в міжпланетний простір. Це в першу чергу відноситься до водню, який переважає в складі екзосфери. Водень перемагає земне тяжіння і виноситься в космос - до 4-6 тис. т за рік, утворює, так звану, "водневу або геокорону" Землі, яка закінчується на висоті 20 000 км. Газовий склад земної атмосфери, в першу чергу водень, поповнюється за рахунок дегазації мантії. З космосу в атмосферу Землі поступають потоки плазми, що викидаються Сонцем, і космічний пил. Геокорона поступово переходить у міжпланетний вакуум. До числа порівняно нових об'єктів вчених належать дрібні тверді чи рідкі атмосферні аерозольні частинки, середня концентрація яких близька до ксенону, а мінімальна - приблизно 100 частинок у кубічному сантиметрі чистого повітря.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає характеристика атмосфери як повітряної оболонки Землі?
2. У чому проявляються основні складові будови атмосфери?
3. У чому полягає роль і місце атмосфери в географічній оболонці Землі?
4. Охарактеризуйте атмосферу як елемент глобальної екосистеми?
5. У чому полягає особливість тропосфери Землі?
6. У чому полягає особливість стратосфери Землі?
7. У чому полягає особливість мезосфери Землі?
8. У чому полягає особливість термосфери Землі?
9. У чому полягає особливість екзосфери Землі?
10. У чому полягають особливості формування парникового ефекту на планеті?

Тема 9. Сонячна радіація. Температура повітря та особливості її розподілу по земній поверхні.

1. Поняття сонячної радіації та її видів сонячної радіації.
2. Добові і річні коливання температури.
3. Географічний розподіл температури повітря.

Рекомендована література: 1-5

Основні поняття та терміни: сонячна радіація, пряма радіація, розсіяна радіація, УФ-випромінювання, парниковий ефект

Сонце випромінює значну кількість енергії, лише маленьку частку якої отримує Земля. Випромінювання Сонцем світла і тепла називають *сонячною радіацією*. Радіацію, яка безпосередньо досягає земної поверхні у вигляді прямих променів, називають прямою радіацією. Частина радіації, яка розсіюється в атмосфері, також потрапляє на поверхню Землі у формі розсіяної радіації. Сукупність прямої і розсіяної радіації, що надходить на горизонтальну поверхню, називають сумарною сонячною радіацією. Атмосфера поглинає близько 20 % сонячної радіації, що надходить на її верхню межу. Ще 34 % радіації відбивається від поверхні Землі і атмосфери (відбита радіація). 46 % сонячної радіації поглинає земна поверхня. Таку радіацію називають поглинутою (увібраною).

Відношення інтенсивності відбитої сонячної радіації до інтенсивності всієї променистої енергії Сонця, яка надходить на верхню межу атмосфери, називають *альбедо Землі* і виражають у відсотках. Отже, альбедо нашої планети разом з її атмосферою складає в середньому 34 %. Величина альбедо на різних широтах має значні відмінності, пов'язані з кольором поверхні, рослинністю, хмарністю тощо. Ділянка поверхні, вкрита свіжим снігом, відбиває 80-85 % радіації, трав'яною рослинністю і піском - відповідно 26% і 30%, а водою - 5 %.

Кількість тепла, що надходить на земну поверхню, визначають у калоріях на одиницю площі (1 см) за одиницю часу (1 рік). Поглинута радіація витрачається на нагрівання тонкого приповерхневого шару Землі і випаровування води. Нагріта земна поверхня передає тепло в навколишнє середовище завдяки випромінюванню, теплопровідності, конвекції та конденсації водяної пари. Зміни температури повітря залежно від географічної широти місця і від висоти над рівнем океану. Сумарна радіація зменшується від екваторіально-тропічних широт до полюсів. Вона максимальна - близько 850 Дж/м² на рік (200 ккал/см² на рік) - у тропічних пустелях, де пряма сонячна, радіація через велику висоту Сонця і безхмарне небо найінтенсивніша.

Зазначимо, що життя на Землі залежить від енергії Сонця. Надходить дана енергія на Землю у вигляді світла видимого випромінювання, а також інфрачервоного, або теплового, й ультрафіолетового (УФ) випромінювань. Хоча сумарна сонячна радіація, що надходить на земну поверхню, частково відбивається нею, однак більша її частина поглинається земною поверхнею і перетворюється на теплоту. Частина сумарної радіації, що залишається після її витрати на відбивання і на теплове випромінювання земної

поверхні, називається *радіаційним балансом (залишковою радіацією)*. УФ-випромінювання несе найбільшу енергію і є фізіологічно активним, тобто інтенсивно діє на живу речовину. Весь потік УФ-випромінювання Сонця, що доходить до земної атмосфери, умовно поділяють на три діапазони: УФ(А) (довжина хвилі 400- 315 нм), УФ(В) (315-280 нм) і УФ(С) (280-100 нм). УФ(В)- і УФ(С)- випромінювання, так званий «жорсткий ультрафіолет», надзвичайно шкідливі для всього живого: вони призводять до порушення структури білків та нуклеїнових кислот, до загибелі клітин. Над Антарктидою в цьому шарі виявлено «діру», в якій уміст озону менший від звичайного на 40-50 %.

Температура повітря у тропосфері знижується з висотою в середньому на 0,6°C на кожні 100 м. Це пояснюється тим, що повітря в тропосфері нагрівається й охолоджується переважно від поверхні Землі. У відповідності з надходженням сонячної енергії температура у тропосфері знижується від екватора до полюсів. Так, середня температура повітря біля поверхні Землі на екваторі становить 26°C, над полярними областями взимку -34...-36°C, а влітку - близько 0°C. Таким чином, різниця температур між екватором і полюсами взимку становить 60°, а влітку – тільки 26°.

З висотою різниця температур між екватором і полюсом зменшується. Наприклад, на висоті 5 км на екваторі температура становить -2...-4°C, а на цій же висоті у Центральній Арктиці -37...-39°C взимку і -19...-20°C влітку. Отже різниця температури на висоті 5 км узимку становить 35-36°C і влітку – лише 16-17°C. У Південній півкулі ця різниця дещо більша. У кінцевому підсумку дана різниця температур визначає інтенсивність розвитку атмосферних проявів.

За даними ООН, із кінця ХІХ до початку ХХІ ст. глобальна температура на земній кулі підвищилася загалом на 0,6 °С. Середня швидкість підвищення глобальної температури до 1970 р. становила 0,05 °С за 10 років, а останніми десятиліттями вона подвоїлась. За останні 120 років уміст CO₂ в повітрі збільшився на 17 %. У земній атмосфері вуглекислий газ діє як скло в теплиці чи парнику: він вільно пропускає сонячні промені до поверхні Землі, але втримує тепло. Це зумовлює розігрівання атмосфери, відоме як парниковий ефект. За розрахунками вчених, найближчими десятиліттями через парниковий ефект середньорічна температура на Землі може підвищитися на 1,5-2 °С.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань


1. Що таке сонячна радіація ?
2. У чому проявляється сумарна радіація?
3. Що таке альbedo Землі та в яких показниках його вимірюють?
4. Як змінюються температури повітря залежно від географічної широти місця і від висоти над рівнем океану?
5. У чому полягає характеристика УФ-випромінювання ?
6. Охарактеризуйте озоноруйнівні речовини та їх вплив на стан атмосфери?
7. У чому полягає радіаційний баланс Землі та його оцінка?
8. Охарактеризуйте основні чинники, що впливають на парниковий ефект?

Тема 10. Тиск повітря. Циркуляція атмосфери.

1. Атмосферний тиск: причини зміни. Баричне поле.
2. Вітер. Види вітрів.
3. Повітряні маси і атмосферні фронти.
4. Циркуляція атмосфери. Циклони та антициклони.
5. Характеристика бризів та мусонів (самостійна робота).

Рекомендована література: 2,3,4,5,6

Основні поняття та терміни: атмосферний тиск, баричне поле, вітер, повітряні маси, атмосферні фронти, циклони, антициклони

 Повітря, що оточує Землю, має масу, а тому тисне на земну поверхню. На кожний квадратний сантиметр земної поверхні атмосфера тисне із силою 1,33 кг. Тиск повітря вимірюють також у мілібарах: 1 мм тиску становить 1,33 мбар. Величина тиску змінюється залежно від температури повітря і висоти над рівнем моря. Саме тому у високих горах тиск значно менший, ніж на рівні моря. Вертикальний відрізок, через який атмосферний тиск зменшується на одиницю, називається *баричним ступенем*. У нижніх шарах атмосфери біля поверхні тиск зменшується приблизно на 10 мм на кожні 100 м підняття. У розподілі тиску на земній поверхні також виявляється зональність. Загальна планетарна схема розподілу тиску характеризується наступним чином: уздовж екватора простягається пояс зниженого тиску; на північ і південь від нього на 30-40-х широтах - *пояси підвищеного тиску*, далі на 60-70° пн. і пд. ш. - *пояси зниженого тиску*, у приполярних районах - *області підвищеного тиску*.

Нерівномірний розподіл тиску на земній кулі зумовлює рух повітря з області підвищеного тиску в область зниженого. Такий рух повітря в горизонтальному напрямку називають *вітром*. Чим більшою є різниця тисків, тим сильніше дме вітер. Сила вітру оцінюється від 0 до 12 балів. Напрямок вітру визначається за тією стороною горизонту, звідкіля він дме. Вітер змінюється залежно від зміни тиску. Значний вплив на його напрямок має також обертання Землі навколо своєї осі. Вітри, що спостерігаються над земною поверхнею, поділяють на три групи: місцеві вітри, викликані місцевими умовами (температурою, особливостями рельєфу); вітри циклонів і антициклонів; вітри, що є частиною загальної циркуляції атмосфери.

Загальну циркуляцію атмосфери утворюють найбільші повітряні потоки планетарного масштабу, що захоплюють усю тропосферу і нижню стратосферу (приблизно до 20 км) і характеризуються відносною сталістю. У тропосфері до них належать пасати, західні вітри помірних широт і східні вітри приполярних областей, мусони. Вітри, що характеризуються стійкістю напрямку і швидкості, протягом усього року дмуть від поясів високого тиску (25-35° пн. і пд. ш.) до екватора називаються *пасатами*. Унаслідок обертання Землі навколо своєї осі вони відхиляються від попереднього напрямку, у Північній півкулі вони дмуть з північного сходу на південний захід, а в Південній - з південного сходу на північний захід.

Вітри, що дмуть від субтропічних поясів високого тиску в напрямку до полюсів, відхиляючись вправо або вліво залежно від півкулі, змінюють свій напрямок на західний. Тому в помірних широтах переважають *західні вітри*, хоч вони й не такі сталі, як пасати. З областей високого тиску полярних широт у напрямку до помірних широт з порівняно низьким тиском також дмуть постійні вітри. Зазнаючи дії сили обертання, у Північній півкулі вони є північно-східними, а у Південній - південно-східними. У помірних широтах, де відбувається зустріч теплих повітряних мас з боку тропіків і холодних - з полярних областей, постійно виникають фронтальні циклони й антициклони, у яких і здійснюється перенесення повітря із заходу на схід.

Циклони - висхідні атмосферні вихори із замкненою областю зниженого тиску у центрі, в якій вітри дмуть від країв до центру (проти годинникової стрілки в Північній півкулі і за годинниковою стрілкою у Південній). У циклонах найменший тиск спостерігається у центрі, де відбувається підняття повітря вгору. Там воно охолоджується, водяна пара конденсується, утворюючи потужні хмари, з яких випадають рясні опади. Погода нестійка, з частою зміною напрямку вітру, температури. Циклони переміщуються зі швидкістю 30-40 км/год., здебільшого із заходу на схід.

Антициклони - низхідні атмосферні вихори із замкненою областю підвищеного тиску, в якій вітри дмуть від центру до країв (за рухом годинникової стрілки у Північній півкулі, проти її руху - у Південній). В антициклоні повітря, опускаючись, нагрівається, а тому не відбувається його насичення вологою. Погода в його центральній частині ясна й суха, зі слабкими вітрами.

Бризи - це вітри узбереж морів та великих озер, що двічі на добу змінюють напрямок на протилежний. Зміна відбувається через різне нагрівання поверхні суходолу та вод. Нічний (береговий) бриз дме з боку охолодженого суходолу, у бік водойми, денний (морський) бриз - з боку ще холодної водойми у бік нагрітого суходолу. Бризи є характерними для західних узбереж у тропічних широтах, де нагріті материки омиваються водами холодних течій. На східних узбережжях материків у помірних і субтропічних широтах Північної півкулі, де західні вітри слабшають в міру віддалення від океанічних субтропічних максимумів, відбувається мусонна циркуляція. **Мусони** - постійні вітри, що залежно від пір року змінюють напрямок на протилежний або близький до нього. Узимку вони дмуть з материка на океан, а влітку - з океану на материк. Причиною їхнього утворення є нерівномірність нагрівання поверхні суходолу й океану.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Характеристика складових атмосферного тиску?
2. У чому полягає загальна планетарна схема розподілу тиску?
3. У чому полягає основна оцінка видів вітрів?
4. У чому полягає основна оцінка повітряних мас?
5. У чому полягає оцінка атмосферних фронтів?
6. У чому полягає оцінка циркуляції атмосфери?
7. У чому полягають особливості циклонів та антициклонів?
8. У чому особливості бризів та мусонів?

Тема 11. Погода і клімат. Класифікація кліматів Землі.

1. Поняття погоди та її завбачення.
2. Клімат та основні чинники кліматоутворення.
3. Характеристика основних та перехідних кліматичних поясів.
4. Комплексні типи погоди (самостійна робота).

Рекомендована література: 2,3,4,5,6

Основні поняття та терміни: погода, клімат, чинники кліматоутворення, типи погоди

Вода, що входить до складу повітря, перебуває в газоподібному (водяна пара), рідкому і твердому станах. Вона попадає в повітря за рахунок випаровування з поверхні океанів, водойм та поверхні суходолу, а також випаровування рослинами (транспірації). Величину вмісту водяної пари в повітрі називають *вологістю повітря*. Вона характеризується рядом показників. Перш за все, це **абсолютна вологість повітря** - кількість водяної пари в грамах, що міститься в 1 м³ повітря.

Якщо абсолютна вологість не змінюється, а температура повітря знижується, то відносна вологість його зростає, наближаючись до стану насичення. Температура, при якій його відносна вологість стає рівною 100 %, називається *точкою роси*. Волога, яка не може існувати у вигляді водяної пари при подальшому охолодженні повітря, перетворюється на видимі краплинки води. Біля поверхні вони утворюють туман, на предметах - росу, а у верхніх шарах атмосфери – хмари. Хмарність вимірюють у балах за 10-бальною шкалою. Відзначаємо, що опади випадають не з кожної хмари. Обов'язковою умовою утворення опадів є одночасна наявність у повітрі води у твердому, рідкому й газоподібному станах, що буває у змішаних хмарах. Це відбувається тільки тоді, коли хмара підіймається угору й охолоджується. Тому за походженням розрізняють конвективні, фронтальні й орографічні опади.

Конвективні опади характерні для жаркого поясу, де впродовж року відбувається інтенсивне нагрівання, випаровування води, переважає висхідний рух теплого і вологого повітря. Улітку нерідко такі процеси відбуваються й у помірному поясі.


Фронтальні опади утворюються при зустрічі двох повітряних мас з різними температурами й іншими фізичними властивостями. Найтипівіші фронтальні опади спостерігаються у помірному і холодному поясах.

Орографічні опади випадають на навітряних схилах гір, особливо високих, оскільки вони також заставляють повітря підійматися вгору. Утративши вологу і опускаючись, обминувши гірське пасмо, воно знову опускається і прогрівається, а відносна вологість знижується, віддаляючись від стану насичення.

Географічне поширення опадів по земній поверхні залежить від сукупної дії багатьох чинників: температури, випаровування, вологості повітря, хмарності, атмосферного тиску, пануючих вітрів, розподілу суходолу і моря, океанічних течій.

Характер зволоження виражають *коефіцієнтом зволоження* - відношенням кількості опадів до випаровуваності за той самий період. Тобто $K = O/V$, де K - коефіцієнт зволоження, O - річна кількість опадів, V - величина випаровуваності. Якщо $K = 1$, то зволоження достатнє, $K > 1$ - надмірне, $K < 1$ - недостатнє, а $K < 0,3$ - бідне. Саме коефіцієнт зволоження визначає тип природно-рослинних зон: при надлишковому і достатньому зволоженні і достатній кількості тепла виростають ліси; недостатнє, близьке до одиниці, зволоження характерне для лісостепу, саван; дещо більше за 0,3 - лучних і сухих степів; бідне - для напівпустель і пустель.

Погода - це фізичний стан нижнього шару атмосфери в певній місцевості в даний момент або за певний проміжок часу. Вона характеризується певними температурою і вологістю повітря, атмосферним тиском, рухом повітря, хмарністю, наявністю чи відсутністю атмосферних опадів та інших атмосферних процесів. Характерними особливостями погоди є мінливість і різноманітність. зміни погоди можуть бути періодичними та неперіодичними. У кожній країні існує *служба погоди*. Метеорологічні станції працюють за визначеною програмою і методикою. Результати спостережень систематично передаються в зашифрованому вигляді особливим міжнародним кодом у світові (Нью-Йорк, Москва, Мельбурн) і регіональні метеорологічні центри.

Клімат - це сукупність погодних умов, характерних для певної території, що повторюються з року в рік. *Процес кліматоутворення* - настільки складне явище, що і на сьогодні воно не до кінця з'ясоване, а тому точні й довготермінові прогнози погоди є неможливими. Більшість учених вважають, що клімат формують три взаємопов'язані процеси: - теплообіг, вологообіг і циркуляція атмосфери. Будь-який елемент погоди (температура повітря, тиск, вітер, хмарність, опади тощо) характеризує один з кліматоутворюючих процесів. Саме різноманітність кліматів земної кулі зумовлена такою самою різноманітністю процесів тепло- і вологообігу, циркуляції атмосфери. Причини, що визначають такі відмінності клімату у різних точках Землі, називають географічними чинниками клімату.  Основним із чинників, що обумовлюють особливості розвитку кліматоутворюючих процесів, є географічна широта. Від неї залежить кількість сонячної енергії, яка надходить на земну поверхню, дія сили Коріоліса, що пов'язана з добовим обертанням Землі. Ця сила значною мірою визначає характер циркуляції атмосфери. Тому клімат в цілому має добре виражені зональні закономірності.

Географічною широтою зумовлене існування на Землі повітряних мас, **основних і перехідних кліматичних поясів**. Великі рухомі об'єми повітря, що мають відносно однорідні властивості, називають *повітряними масами*. Виділяють чотири зональні типи повітряних мас: екваторіальне повітря (ЕП), тропічне повітря (ТП), помірне повітря (ПП) і арктичне (антарктичне) повітря (АП). Залежно від поверхні, над якою формуються повітряні маси, їх поділяють на два підтипи: морські й континентальні.

Клімат, як і всі метеорологічні елементи, підпорядкований також *закону широтної зональності*. У кожній півкулі, згідно з Б. Б. Алісовим, виділяється сім кліматичних поясів. При цьому чотири з них належать до головних кліматичних поясів і три - до перехідних. Головна ознака поясу - панування тих чи інших типів повітряних мас. В основних поясах кліматичний процес цілий рік відбувається під переважаючим впливом

повітряних мас одного типу. Перехідні пояси, що розташовуються між головними, характеризуються сезонною зміною пануючих повітряних мас. Серед них два субекваторіальні пояси, які простягаються між широтами 5°-20° відповідно північної та південної широти. У середині кліматичних поясів виділяють **кліматичні області** (від двох до чотирьох) з різними типами кліматів. Їхнє формування пов'язане з впливом інших чинників клімату. Перш за все, віддаленості від океану, розміщення на суходолі, рельєфу, що оточує місцевість. Так, у помірному поясі на західному узбережжі формується морський тип клімату, далі на схід помірно-континентальний, який характеризується меншим впливом західних вітрів з океану. Вплив абсолютної висоти як чинника клімату виявляється у тому, що в горах температура з висотою зменшується приблизно на 6 °С на кожен кілометр, а на певній висоті (висоті снігової лінії) навіть улітку виявляється рівною 0 °С. Вище цієї лінії починається царство снігів і льодів.

Клімат впливає на компоненти і явища природи: життя рослин і тварин, утворення ґрунтів, розподіл і режим внутрішніх вод, формування рельєфу. Він значною мірою визначає зовнішній вигляд природного комплексу, а отже й умови життя людини. Під впливом клімату формуються природні багатства краю, які людина використовує у господарській діяльності (родючі ґрунти, ліси, запаси води і гідроенергії тощо).

Кліматичні умови є дуже важливими для господарської діяльності людини. Від клімату значною мірою залежить територіальне поширення різних сільськогосподарських культур, їхня урожайність, терміни польових робіт. Певне значення має клімат і для промисловості та транспорту, для поліпшення здоров'я людей.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає оцінка погоди та її завбачення?
2. У чому полягає оцінка клімату планети?
3. Оцініть основні види клімату в різних широтах?
4. Характеристика основних чинників кліматоутворення?
5. У чому полягають особливості основних кліматичних поясів?
6. У чому полягають особливості перехідних кліматичних поясів?
7. Як клімат впливає на компоненти і явища природи?
8. У чому полягає характеристика комплексних типів погоди?

Тема 12. Загальні відомості про гідросферу. Світовий океан та його частини.

1. Поняття про гідросферу. Кругообіг води в природі.
2. Світовий океан та його частини.
3. Фізико-хімічні особливості вод Світового океану.
4. Характеристика Океанічних течій.

Рекомендована література: 2,3,4,5,6

Основні поняття та терміни: гідросфера, природні води, кругообіг води, Світовий океан, океанічні течії

Природні води Землі формують її гідросферу. Вона включає в себе Світовий океан, води суходолу (ріки, озера, сніговий покрив і льодовики), підземні і атмосферні води, а також воду живих організмів. Загальний об'єм води в гідросфері становить близько 1390 млн. км³, при цьому на частку Світового океану припадає 96,4 %. Із загальної кількості прісних вод на Землі на рідку фазу припадає лише 29 %, решта - це, головним чином, тверда фаза. Характерною властивістю гідросфери є її єдність і безперервність. Це зумовлено спільністю походження всіх видів природної води, тісним взаємозв'язком між її окремими ланками, постійним переходом кожного з її видів у інший. Вода в географічній оболонці знаходиться в рідкому, газоподібному і твердому стані, що є однією із суттєвих причин регіональних особливостей природи. Вода на Землі є універсальним розчинником, вона взаємодіє з абсолютною більшістю речовин, не вступаючи з ними в хімічні реакції.

Це забезпечує постійний обмін речовин, наприклад між організмами і навколишнім середовищем, між суходолом і океаном.

Вода - це не тільки елемент природного середовища, а й активний геологічний та географічний фактор: вона є носієм механічної і теплової енергії, транспортує речовини, здійснює ерозійно-аккумулятивну роботу. Вода внаслідок своєї рухомості відіграє найважливішу роль в обміні речовиною і енергією між геосферами і різними географічними районами. Універсальна роль води в природі пояснюється її своєрідними і здебільшого аномальними фізичними і хімічними властивостями. Завдяки цим властивостям вода визначає не тільки всі процеси у водних об'єктах, а і багато особливостей кліматичних, метеорологічних і геоморфологічних процесів на Землі.

Максимальну щільність прісна вода має при +4 °С. Температура води найбільшої щільності зменшується при збільшенні солоності повільніше, ніж температура її замерзання, і тільки при солоності +24,7 ‰ вони збігаються. Теплоємність води з усіх відомих у природі тіл теж найбільша (за винятком водню і рідинного аміаку). При цьому теплоємність води з підвищенням температури спочатку зменшується і досягає мінімуму при 30 °С, а потім знову зростає.

Гідросфера є дуже динамічною. Рух є основою кругообігу води - грандіозного процесу обертання води в географічній оболонці, який зв'язує всі природні води, розподіляє їх на планеті, забезпечує прісними водами рослин, тварин і людей. З кругообігом води пов'язаний розвиток ерозійних процесів і розчленування поверхні Землі. Рушійними силами кругообігу води виступають сонячна енергія і сила тяжіння. Під впливом тепла відбуваються випаровування і активні висхідні переміщення водяної пари.

Малий кругообіг відбувається за схемою: випаровування води з поверхні океану - перенесення водяної пари над океаном та її конденсація - опади на поверхню океану. **Великий кругообіг** також бере свій початок від випаровування води з поверхні Світового океану, але далі водяна пара і хмари переміщуються вітрами над акваторією у повітряний басейн суходолу, де і відбувається конденсація вологи і випадання атмосферних опадів. Якщо випаровування води відбувається з поверхні суходолу, а з утворених нею хмар опади падають назад на суходіл, тоді такі переміщення вологи утворюють *малий внутрішньоматериковий кругообіг*. У середньому за рік на суходолі опади становлять 700-750 мм, випаровування - 460-500 мм, над океанами випадає більш 1000 мм, але вимірювання опадів тут дуже нерегулярні.

Кількість опадів за рік (525 тис. км³), загальна кількість води в атмосфері (13 тис. км³). Отже, кількість опадів за рік майже в 40 разів перевищує кількість води в атмосфері. А це означає, що 40 разів на рік, або в середньому кожні 9 діб, вода в атмосфері повністю оновлюється, тобто кругообіг води в атмосфері є дуже динамічним. Досить висока поновлюваність вод властива не тільки для атмосфери, а й для рік - вони змінюються в середньому через 19 днів.

За рядом особливостей Світовий океан є складним утворенням, у якого різні частини водної товщі відрізняються між собою. Океаносфера розділяється в основному материками, які посилюють відмінність океанів залежно від ступеня їх відокремленості. Здебільшого кожен з океанів має свої характерні течії, припливи і відпливи, вітри, температури, розподіл солоності, будову дна, рослинний і тваринний світ, іхтіофауну тощо. Водна товща океанів у вертикальному розрізі неоднорідна. У Світовому океані виділяють *батиметричні зони* і області, які відрізняються за гідрологічним режимом, формуванням рельєфу дна, динамікою фізико-географічних процесів. Ці зони є і біонімічними, оскільки в поширенні морських організмів спостерігається зональність, зумовлена глибиною. Біля берега умовно виділяють *літораль*, або прибережну зону, обмежену глибинами в декілька метрів. Вона затоплюється водою під час припливів і осушується при відпливах. Далі до глибини 200 м розташована *сублітораль*. Ця зона особливо багата життям, добре освітлена сонячними променями, постійно аерується і містить багато поживних речовин. Нижче, від 200 до 500 м, виділяють *епібатіаль*.

Розташовану до глибини 3 км область, називають *батіальною*, від 3 до 6 км - *абісальною*, а глибше 6 км - *ультраабісальною*. Залежно від ступеня ізольованості від океану, особливостей гідрохімічного і гідрологічного режиму, деяких інших географічних ознак виділяють моря внутрішні, напіввідкриті, відкриті і міжострівні.

В гідросфері зосереджено приблизно $5 \cdot 10^{16}$ т солей. Сіллю океанів можна було б вкрити всю поверхню планети шаром товщиною 45 м. Тверді речовини, розчиняючись у воді, розпадаються на іони. Тому морська вода - це іонний розчин із середнім її вмістом 35 проміле. У морських водах виявлено щонайменше 67 різних хімічних елементів, але головними є хлор і натрій, в меншій кількості - іони сульфатів, магнію, кальцію, калію, двовуглекислих солей. Солоність води в океанах коливається від 33 до 37‰. У поверхневому шарі солоність може зменшуватися під впливом випадання атмосферних опадів, притоку прісної води з суходолу, танення льоду. Крім солей, в морській водах завжди наявні гази. Найпоширенішими з них є азот, кисень і вуглекислота.

Однією з найважливіших форм руху в океані є морські течії. *Течії* - це більш-менш правильні горизонтальні переміщення величезних мас води в певному напрямі на великі відстані. Розрізняють поверхневі і глибинні течії. Поверхневі течії найкраще вивчені, вони відіграють основну роль у планетарному переміщенні вод і перерозподілі тепла. Течії в океанах з'являються та існують під дією двох сил: тертя і сили тяжіння; відповідно вони поділяються на фрикційні та гравітаційні. На течії впливають не тільки ті сили, що їх викликають, а й сили вторинні, які проявляються разом з виникненням течії: сили внутрішнього тертя (в'язкість) і сила Коріоліса. Сила тертя на межах течії гальмує її, поглинаючи частину кінетичної енергії водного потоку, а сила Коріоліса змушує потік відхилитися від свого напрямку в Північній півкулі праворуч, а в Південній - ліворуч.

Основною причиною руху води в океанах є вітри, які своїм тертям і тиском на навітряну сторону хвиль змушують їх рухатися. Так утворюються *дрейфові вітрові течії*. *Стічні течії* виникають в результаті нахилу рівня моря, зумовленого притоком вод з інших районів або відтоком в інші райони моря під дією зовнішньої сили. *Стокові (гравітаційні) течії*, які утворюються в результаті нахилу рівня води, зумовленого приносом річних вод, випаданням атмосферних опадів або випаровуванням. Окрему групу утворюють *густинні течії*, які виникають між акваторіями з різною щільністю води.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Характеристика гідросфери як складової географічної оболонки?
2. У чому полягає динамізм гідросфери?
3. У чому полягає особливість малого кругообігу води в природі?
4. У чому полягає особливість великого кругообігу води в природі?
5. Що являє собою океаносфера?
6. Оцінка Світового океану та його частин?
7. Аналіз фізико-хімічних особливостей вод Світового океану?
8. Характеристика океанічних течій Світового океану?

Тема 13. Поверхневі та підземні води.

1. Поняття поверхневих вод. Загальні закономірності розподілу поверхневого стоку на землі.
2. Хіоносфера та снігова лінія. Утворення та поширення льодовиків.
3. Походження підземних вод. Підземні водоносні горизонти.

Рекомендована література: 2,3,4,5,6

Основні поняття та терміни: поверхневі води, річковий стік, класифікація річок, живлення річок, річкова ерозія, класифікація озер, ступінь мінералізації озер, льодовики, класифікація підземних вод.

Зазначаємо, що величина стоку залежить від фізико-географічних умов території, від співвідношення опадів і випаровування, форми опадів, рельєфу, наявності лісів і боліт. Саме у забезпеченні постійності стоку рік дуже велику роль відіграє ґрунтовий стік. Усі зазначені фактори створюють досить строкату картину в розподілі річного стоку на окремих материках або регіонах. Так, річний стік однієї лише р. Амазонки у її нижній течії становить 6930 км³. Цієї води вистачило б для 130 таких рік, як Дніпро. Площа, з якої річка та її притоки одержують воду, називається *водозбірним басейном*. До найбільших у світі належать водозбірні басейни Амазонки (7,18 млн. км²), Конго (3,82 млн. км²), Міссісіпі з Міссурі (3,27 млн. км²). Найбільшу довжину мають ріки Ніл (з Кагерою) - 6671 км, Амазонка - 6437 км, Міссісіпі з Міссурі - 5971 км.

Кожна ріка - це природний водотік значних розмірів, який має чітко виражене і сформоване самим потоком русло. У кожній річці розрізняють витік, верхню, середню, нижню течії та гирло. *Витоком* називають те місце, де ріка бере свій початок. Це можуть бути джерела (Дністер), болота (Амазонка, Дніпро, Прип'ять), озера (Ангара, Ніл). *Верхів'ям ріки* називається її верхня течія, яка досить часто утворюється внаслідок злиття декількох потоків. У середній та нижній течії долини рік найкраще виражені, вони складаються тут з русла, заплави і кількох терас. *Руслом* називають ту частину долини, яка постійно заповнена водою. *Заплава* покривається водою тільки під час повеней або паводків. Їх поверхня як правило рівна і вкрита молодими алювіальними (річковими) відкладами. При заглибленні русел внаслідок зниження базису ерозії утворюються *тераси*. Усі ріки закінчуються *гирлом* - місцем їх впадіння до моря, озера, або іншої ріки. За будовою розрізняють два типи гирл - дельти й естуарії. *Дельти* утворюються в ріках, які приносять у гирла велику кількість піску і мулу. *Естуарії* часто утворюються внаслідок затоплення і розширення русел рік. Велику роль у житті рік відіграє **характер їх живлення**, який є визначальним для водоносності рік. Живлення рік залежить, головним чином, від кліматичних умов. Так, в екваторіальному поясі основним є дощове живлення, в субарктичному - снігове (взимку - ґрунтове), а в помірному - змішане.

Озера - це внутрішні водойми суші з застійними або слабо-протічними водами. Вони розташовуються в замкнених улоговинах. Озера займають на земній кулі близько 1,8 % площі суходолу, або 2,7 млн. км². Найбільше озеро на Землі - Каспійське море - має площу 393-200 км². Найбільш високогірне озеро Хорпатсо розташоване в горах Тибету на висоті 5400 м. Найнижчу відмітку має Мертве море - озеро, рівень якого нижче рівня Світового океану на 392 м. Найбільшим за запасами прісних вод є озеро Байкал - 23 000 км³, що становить 1/5 світових запасів поверхневих прісних вод. Байкал є і найглибшим озером світу - максимальна глибина в ньому становить 1620 м.

Улоговини, в яких зосереджена озерна вода, за походженням неоднакові. *Розрізняють такі типи озер*: тектонічні, вулканічні, льодовикові, карові, заплавні, лагунні, лиманні, обвальні, карстові, термокарстові, еолові, штучні. За водним режимом озера поділяються на *стічні та безстічні*. *Води озер за ступенем мінералізації* поділяють на прісні із вмістом солей до 1 г/л, солонуваті - від 1 до 25 г/л, солоні - більше 25 г/л. Найбільш солоні озера світу - Велике Солоне (265,5 %) і Ельтон (291 %).

Льодовики - це величезні маси природного рухомого льоду, які утворюються внаслідок нагромадження, ущільнення і перекристалізації багаторічних твердих атмосферних опадів. Льодовики вкривають близько 11 % (16,2 млн. км²) поверхні суходолу; 98,5 % цієї площі, або майже все сучасне зледеніння, припадає на Антарктиду, Гренландію і острови Північного Льодовитого океану, решту 1,5 % займають гірські льодовики. Найбільшої товщини досягають льодовики в Антарктиді - до 4200 м.

Утворення льодовиків пов'язують з **хіоносферою**. Це оболонка холоду або морозна сфера, що оточує всю Землю, у якій є можливим постійний позитивний баланс твердих опадів. Нижня її межа збігається з кліматичною сніговою лінією - рівнем, на якому кількість твердих опадів дорівнює витратам на їх танення. Нижче цієї границі снігу

надходить менше, ніж витрачається, а вище від неї за наявності твердої поверхні може відбуватися нагромадження снігу і поступове перетворення його у фірн і глетчер.

Уся вода, що залягає нижче земної поверхні, дна водойм та водотоків, називається **підземною**. Вона проникає в земну кору на глибину 12-14 км. *За походженням підземні води поділяють* на інфільтраційні, седиментаційні, конденсаційні і магматичні. *За умовами залягання підземні води поділяються* на верховодку, ґрунтові, надпластові і міжпластові. Підземні води, які виявляють бальнеологічний вплив на організм людини, називають мінеральними. Вони поділяються на вуглекислі; сульфідні або сірководневі; залізисті і миш'яковисті, а також бромисті і йодисті; води з великим вмістом органічних речовин; радонові води.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає характеристика поверхневих вод?
2. Що являє собою ріка, її характеристика?
3. Що являє собою озеро, його характеристика?
4. У чому полягають загальні закономірності розподілу поверхневого стоку?
5. У чому полягає роль хіносфери?
6. Що таке снігова лінія та її значення?
7. Походження підземних вод. Підземні водоносні горизонти?
8. У чому полягає використання поверхневих вод?

Тема 14. Літосфера. Мінерали та гірські породи.

1. Поняття літосфери. Склад та будова.
2. Внутрішня будова Землі.
3. Утворення, основні фізичні властивості та класифікація мінералів.
4. Утворення, основні фізичні властивості та класифікація гірських порід (самостійна робота).

Рекомендована література: 2,3,4,5

Основні поняття та терміни: літосфера, внутрішня будова Землі, класифікація мінералів, класифікація гірських порід

Нині земну кору вивчено значно краще, ніж глибинні сфери Землі. У будові земної кори беруть участь три шари порід. Верхній шар називається *осадовим*, бо він складений переважно осадовими породами: пісками, глинами, вапняками та ін. Середній шар називається *гранітним* за його схожість за щільністю з магматичними породами - гранітами. Поширений переважно під материками, товщина його змінюється від 0 до 20 км. Нижній шар земної кори найменш досліджений, умовно названий *базальтовим* внаслідок схожості за щільністю з цією гірською породою. Як і осадові породи, має повсюдне поширення, а товщини його коливаються від 3 до 40 км.

Континентальний тип земної кори найтовщий. Його середня товщина 43,5 км, мінімальна, близько 20 км, на стику з океанічною корою, максимальна, до 75 км, під гірськими хребтами Тибету, Тянь-Шаню, Паміру. В цьому типі здебільшого добре виражені всі три шари порід - осадові, гранітні та базальтові. **Океанічний тип земної кори** має малу товщину (5-20 км) при значному поширенні. Характерна його особливість - відсутність гранітного шару. Тому осадові породи незначної товщини залягають над базальтовими. **Для перехідного типу земної кори** характерна велика контрастність, властива зонам сучасних геосинкліналей. Саме утворення перехідного типу кори пов'язане з активним гороутворенням.

Розподіл сили тяжіння та її аномалій пояснюють **ізостазією** - зрівноваженням ваги земної кори різної щільності на верхній мантії. Гірські хребти мають глибокі, але легкі "корені", а океанічне дно складене переважно важкими базальтовими породами. Якщо десь порушена рівновага від зміни навантаження, земна кора поступово спливає

(наприклад при руйнуванні гір, таненні льодовиків та ін.) або занурюється в мантію, якщо її вага збільшується. Таким чином, земна кора ніби "плаває" на верхній мантії, а нижня межа кори дзеркально відображає рельєф поверхні Землі.

Земна кора складається в основному з дев'яти елементів, на які припадає 99,79 %. Серед решти переважають титан, фосфор, марганець, фтор, сірка, стронцій, барій, вуглець, хлор, нікель. Хімічний склад земної кори, маса якої становить лише 1 % маси планети, відмінний від складу Землі в цілому. За даними О.Є. Ферсмана, найпоширенішими елементами Землі є (% маси): залізо - 39,76; кисень - 27,71; кремній - 14,53; магній - 8,69; нікель - 3,46; кальцій - 2,32; алюміній - 1,79; сірка - 0,64; інші - 1,1.

В природі **мінерали** (однорідні за складом і будовою хімічні сполуки або однорідні елементи) зустрічаються у твердому, рідкому або газоподібному стані. Основну масу складають тверді мінерали. Мінерали визначаються з допомогою спеціальних методів дослідження за кольором, блиском, спайністю, зломом, твердістю, кольором риси, питомою масою, розчинністю, магнітними властивостями, заломленням світлових і рентгенівських променів. У природних умовах мінерали складають різні сполучення і утворюють гірські породи, які за походженням поділяють на три групи: магматичні, осадові, метаморфічні. Основну масу земної кори складають магматичні гірські породи (близько 95 % її маси). Поверхня ж Землі на 75 % складена осадовими породами і на 25 % - магматичними і метаморфічними породами.

Магматичні породи утворюються з магми або лави (вилитої на поверхню магми). Породи, що утворилися з магми на глибині, називаються інтрузивними, а на поверхні - ефузивними. Магматичні породи складаються переважно з силікатів і алюмосилікатів, найважливішими компонентами яких є оксиди кремнезему SiO_2 і глинозему Al_2O_3 . **Осадові гірські породи** бувають уламкового, органічного і хімічного походження. **Метаморфічні гірські породи** утворюються в процесі глибинного перетворення осадових і магматичних порід, які, будучи похованими під пластами нових нашарувань, опиняються в умовах великого тиску і високої температури.

За останніми дослідженнями, вік найбільш давніх гірських порід земної кори досягає приблизно 3,8 млрд. років. Для визначення віку гірських порід у роках застосовують декілька геохронологічних методів, оснований на явищі *радіоактивного розпаду*. При цьому використовують головним чином радіоактивні ізотопи урану, торію, рубіцію калію, вуглецю і водню. Найточніший метод визначення абсолютного віку порід полягає в обчисленні відношення кількості радіоактивного урану до кількості свинцю, що міститься в розглядуваній породі.

З методів визначення відносного віку найбільшою популярністю користуються стратиграфічний, петрографічний і палеонтологічний методи. *Стратиграфічний метод* базується на вивченні положення гірських порід у земній корі. Шари, які в просторовому положенні залягають вище розглядуваних, вважаються за часом утворення більш молодими, ніж підстилаючі їх породи. *Петрографічним методом* розв'язується питання про вік шляхом зіставлення мінерального складу, виду і умов утворення порід, виходи яких просторово не збігаються. Найбільш широко застосовують у геологічній практиці *палеонтологічний метод*, оснований на вивченні викопних решток вимерлих організмів.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає характеристика літосфери?
2. Оцініть склад та будову літосфери?
3. У чому полягає оцінка внутрішньої будови Землі?
4. Фізичні властивості та класифікація мінералів?
5. Фізичні властивості та класифікація гірських порід?
6. У чому полягають особливості магматичних гірських порід?
7. У чому полягають особливості осадових гірських порід?
8. У чому полягають особливості метаморфічних гірських порід?

9. Охарактеризуйте основні методи визначення мінералів?
10. Охарактеризуйте основні методи визначення гірських порід?

Тема 15. Ендогенні процеси і літосфера.

1. Магматизм і рельєфоутворення.
2. Сейсмічні явища та рельєф.
3. Направленість тектонічних рухів на земній поверхні.
4. Вплив ендогенних процесів на господарську діяльність (самостійна робота).

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Основні поняття та терміни: магматизм, типи вулканів, землетруси, сейсмічні явища, материкова кора, океанічна кора.

Термін "вулканізм" походить від назви одного з Лопарських островів, що знаходяться біля берегів Італії. **Вулкани розрізняються за** розмірами, формою, будовою кратера і підвідного каналу - жерла. *За активністю вулкани поділяються* на діючі і згаслі. До діючих належать вулкани, виверження яких відбувалося порівняно недавно. Таких вулканів на Землі понад 600, більшість з них розташована на суходолі. До згаслих належать вулкани, виверження яких відбувалося лише в геологічному минулому, їх нараховують понад 300. *За характером виверження вулкани поділяються на* три категорії: лавову, змішану і газOVO-вибухову.

До лавової категорії належать площинний, тріщинний і гавайський типи вулканів. Для них характерні виливи лави на величезні площі через тріщини земної кори. Такі базальтові покрови зустрічаються в Бразилії, Ісландії. Гавайський тип відрізняється від двох попередніх тим, що виверження магми на великі простори відбувається через центральні канали. **Змішана категорія** характеризується найбільш повним виверженням: спочатку викидаються гази і уламки, далі виливається магма, а пізніше починається тривала поствулканічна діяльність. Конуси вулканів цієї категорії високі, складаються з нашарувань вулканічних уламків і застиглої лави. Прикладами можуть бути Етна, Везувій. **ГазOVO-вибухові вулкани** характеризуються яскраво вираженою першою фазою. Виверженню звичайно передують сильні землетруси, після чого викидається велика кількість газу і вулканічних уламків. Викиди супроводжуються сильними вибухами. Такими є вулкани Мон-Пеле, Мерапі, Ши-велуч, Кракатау та інші.

На земній кулі виділяють три вулканічні пояси: Тихоокеанський, Середземноморсько-гімалайський та Атлантичний.

Тихоокеанський пояс простягається вздовж азіатського і американського узбережжя Тихого океану. Тут нараховується 322 діючих вулканів. Найбільше їх зосереджено на Зондських, Японських островах, Камчатці, в Центральній і Південній Америці. Більшість вулканів розташована вздовж гігантських розломів. Найбільш відомими вулканами цього так званого вогняного кільця є Ключевська Сопка, Фудзіяма, Катмай.

Середземноморсько-гімалайський пояс простягається в субширотному напрямі від Альп через Апенніни, Кавказ, гори Малої Азії до півострова Малакка. Основна маса вулканів зосереджена на островах Південно-Східної Азії. Серед них є вулкан Кракатау, який став відомим після грандіозного виверження в 1883 року.

Атлантичний вулканічний пояс витягнутий в меридіанному напрямі паралельно берегам Африки і Західної Європи і приурочений до серединно-океанічного Атлантичного хребта, який на окремих відрізках виходить на поверхню, наприклад, на о. Вознесіння, Ісландії. Найбільш відомими тут є діючі вулкани Лакі і Гекла.

На відміну від вулканічних вивержень, **землетруси** часто охоплюють величезні території. Але найбільшої сили вони досягають в молодих складчастих областях, вулканічних поясах і серединних океанічних хребтах. Ці зони називаються сейсмічними.

На Землі кожен рік буває в середньому понад 100 тис. землетрусів, з них майже десята частина відчувається людьми. Виділяється потужний Тихоокеанський пояс, в якому звільняється близько 80 % сейсмічної енергії Землі. Він поширений майже всюди, де океан межує з Азією, Північною і Південною Америкою, численними островами.

Менш сейсмічно активним є Європейсько-Азіатський пояс, на частку якого припадає 15% сейсмічної енергії. Він охоплює басейн Середземномор'я, Кавказ, Іран, Памір, Тянь-Шань, Гімалаї. До другорядних сейсмічних районів належать підводні серединно-океанічні хребти в Атлантичному та Індійському океанах, а також Східноафриканські розломи, які проходять через Червоне море і Великі Африканські озера.

Наявність стійких і рухливих ділянок земної кори, нерівномірний розподіл на Землі вулканів та сейсмічно активних зон свідчить, що ендегенні геологічні процеси протікають на різних ділянках земної кори неоднаково. Така нерівномірність у прояві ендегенних процесів існувала і в минулому, це підтверджується особливостями поширення давніх вулканічних порід, наявністю в геологічних породах минулих епох могутніх розривних порушень, істотними відмінностями в будові материкової та океанічної кори.

Слід вказати на певну відносність поділу на "стійкі" і "рухливі" ділянки земної кори. Зовсім стійких нерухомих ділянок земної кори не існує, бо навіть найбільш "стійкі" древні платформи піднімаються або опускаються на 0,6-1,5 см за рік. Але в рухливих областях земної кори швидкість вертикальних і горизонтальних переміщень значно більша. З огляду на різну інтенсивність і направленість тектонічних рухів нині прийнято розрізняти геосинкліналі, орогенічні області, материкові і океанічні платформи.

Геосинкліналями називають ділянки земної кори, що характеризуються активними диференційованими тектонічними рухами з переважанням опускання літосфери, посиленням нагромадження осадових відкладів, інтенсивним проявом магматизму і процесами гороутворення. В орогенічних областях переважають висхідні переміщення літосфери. Ефузивний магматизм поступається місцем магматизму інтрузивному. Загальні підняття земної кори супроводжуються сильним зім'яттям геологічних пластів у складки і метаморфізацією гірських порід.

Геосинклінальний шлях розвитку пройшли всі древні (докембрійські) і молоді (палеозойські) платформи, гірські системи. Основні відмінності в розвитку тих чи інших геологічних структур визначаються часом їх утворення та інтенсивністю тектонічних процесів. На сучасному етапі розвитку літосфери існує два величезних геосинклінальних пояси - Тихоокеанський і Середземноморсько-гімалайський. *Тихоокеанський пояс*, який простягається вздовж західних і східних берегів Тихого океану, знаходиться на стадії власне інтенсивного геосинклінального розвитку. Він охоплює системи острівних дуг і глибоководних жолобів, а також окраїнні моря. *Середземноморсько-гімалайський пояс* має широтне простягання і переживає прикінцеву стадію розвитку. Він охоплює Піреней, Альпи, гірські системи Апеннін, Балкан, Карпати, Кавказ, Тянь-Шань, Памір, Гімалаї.

Платформами називають малорухомі ділянки земної кори, які закінчили геосинклінальний шлях розвитку. На платформах зараз відсутні складко утворюючі процеси і вулканічна діяльність. На деяких ділянках платформ осадові відклади відсутні і докембрійські магматичні (гранітоїди) і метаморфічні (гнейси, сланці) гірські породи виходять безпосередньо на земну поверхню. На щитах дуже поширені породи архейського і протерозойського віку, з якими пов'язані великі родовища залізних руд, хрому, нікелю, міді, марганцю, золота та інших металів. Океанічні платформи, як і материкові, є відносно стабільними областями, але в них переважають тривалі опускання літосфери, їх межі окреслені материковими схилами і океанічними жолобами з одного боку і серединно-океанічними хребтами - з другого. В основі океанічних плит залягає базальтовий шар. З поверхні їх горизонтально прикривають осадові породи.

На початку XX ст. великої популярності в складній проблемі розвитку рельєфу на поверхні Землі набула гіпотеза континентального дрейфу, висунута німецьким ученим А. Вегенером. За цією гіпотезою до верхнього палеозою існував єдиний материк Пангея. У мезозої він почав розколюватися на окремі брили - материки, після чого почався їх дрейф. Так відокремилися Північна і Південна Америки від Європи та Африки, а між ними Атлантичний океан. Африка, Австралія та Антарктида відкололись від Азії і дрейфували поступово, а між ними виник Індійський океан.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості процесу магматизму?
2. У чому полягає взаємозв'язок магматизму з рельєфоутворенням?
3. Що таке вулкан? Основні класифікації вулканів?
4. Характеристика основних вулканічних поясів?
5. Особливості виникнення землетрусів та наслідки їх діяльності?
6. Направленість тектонічних рухів на земній поверхні?
7. У чому полягають особливості материкового типу кори?
8. У чому полягають особливості океанічного типу кори?

Тема 16. Екзогенні процеси та рельєф.

1. Основні прояви екзогенних процесів.
2. Вивітрювання. Еолові та флювіальні процеси та рельєф.
3. Карст та карстові процеси.
4. Льодовиковий рельєф. Берегові процеси та основні форми берегів.

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Основні поняття та терміни: вивітрювання, денудація, акумуляція, карст, льодовиковий рельєф

Екзогенні процеси поділяються на 3 групи: вивітрювання, денудація (знос) і акумуляція (нагромадження). Вплив сили ваги і сили обертання впливають на ряд екзогенних факторів. Клімат Землі визначає генетичні типи екзогенних процесів та інтенсивність їхнього впливу на земну поверхню. Латеральні зміни клімату визначаються положенням Землі щодо Сонця й утворюють планетарну кліматичну зональність. Зміни клімату з висотою утворюють орокліматичну зональність, що обумовлена ростом тектонічних піднятих і зміною температури атмосфери з висотою. Велике рельєфоутворююче значення мають зміни клімату в часі.

Екзогенні процеси і причинно зв'язані з ендегенними факторами, приповерхнім гравітаційним полем Землі, її кліматом, а також впливом Сонця і Місяці. Форми рельєфу, в утворенні яких головна роль належить екзогенним процесам, називаються *морфоскульптурами*. Вивітрювання - сполучення процесів руйнування гірських порід, що складають земну поверхню під впливом зовнішніх оболонок і Сонця. Вони підготовляють матеріал для подальшої денудації та акумуляції.

Джерела енергії для процесів вивітрювання – це енергія Сонця і фізико-хімічний вплив атмосфери і гідросфери. Клімат визначає виборчий розвиток основних генетичних типів вивітрювання і впливає на швидкість. *Денудація* по загальному характері впливу на процес зниження земної поверхні підрозділяється на загальну, чи площинну, і лінійну, що розвивається вибірково. *Акумуляція* - процес підвищення земної поверхні. Може бути регіональної і локальної. Генетичні типи денудації та акумуляції залежать від фізико-географічної обстановки; виникнення процесів, їх швидкість і тривалість цілком відповідають джерелам енергії. Денудація й акумуляція протікають тільки при наявності нерівностей земної поверхні і припиняються при їхньому знищенні. У геоморфологічному аспекті ендегенні фактори породжують нерівності земної поверхні, екзогенні фактори - нівелюють їх. Від співвідношення ендегенних і екзогенних факторів залежить ступінь

вирівнювання. На поверхні суші, у епіконтинентальних морях, озерах, ріках виділяються дві основні обстановки розвитку екзогенних процесів: субаеральна (наземна) і субаквальна (підводна). У межах суходолу розрізняються платформна й орогенна обстановки, що характеризуються різним розвитком екзогенних процесів і корелятивних їм відкладень.

У платформних областях на великих площах з одноманітними орографічними і кліматичними умовами кожний з генетичних типів екзогенних процесів одержав самостійний і найбільш повний розвиток. Для орогенних областей зі складним контрастним рельєфом в умовах орокліматичної зональності характерний парагенез генетичних типів і їх мінливість у просторі. Особливості будівлі структури визначають розмаїтість рельєфу при динамічних факторах, що незмінюються. Стійкість порід і потужність товщ. Стійкі осадові породи, відпрепаровані процесами селективної денудації, утворюють поверхні, що бронюють. Вони створюють форми, тотожні тектонічним чи деформаціям їх окремим елементам. Гірські спорудження із широким виходом на поверхню порід із приблизно рівною і значною стійкістю утворюють круті монотонні схили.

При чергуванні шарів порід різної стійкості значної і рівноцінної потужності препаруються поверхні, що бронюють. При перевазі товщ хитливих порід формується аструктурний нейтральний рельєф округлих пагорбів, гряд і міжрядових долин. Кут падіння. В областях поширення осадових порід визначає утворення денудаційних форм, що виникають при виборчому препаруванні по-різному нахилених шарів, що бронюють: плато - кут нахилу шару, що бронює - 0 - 2; куести - кут нахилу - до 10 - 12; гряди (моноклінальні гребені) - кут нахилу більш 12; увігнуті плато і зводи утворюються, якщо в ядрі складки виходять стійкі породи. Кутова незгода в умовах здійснення і селективної денудації часто представляє границю між типами рельєфу.

Основними формами рельєфу, які утворюються в процесі денудації мертвих складок, є їхні броньовані елементи: зводи - чи височини їхньої частини - слабо увігнуті чи опуклі плато, і крила - системи броньованих гряд, розділених міжрядовими зниженнями. Нахил осьової поверхні. У залежності від її нахилу складчасті деформації можуть утворювати в рельєфі симетричні й асиметричні форми.

Парадоксальне розміщення глибоководних западин, обмілин і гірських хребтів тісно пов'язане з умовами утворення материків і дна океанів. Багато жолобів знаходиться вздовж західної та південно-східної країн Тихого океану. Вздовж материкового боку океанічних жолобів знаходяться острівні і континентальні дуги, де відбуваються сильні землетруси і вулканічні виверження. Слід зауважити, що океанічні жолоби і острівні дуги завжди зустрічаються разом, і це свідчить про їх активний сучасний розвиток.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому проявляються екзогенні процеси?
2. Що являє собою вивітрювання?
3. Особливості процесів вивітрювання?
4. Еолові процеси та рельєф?
5. Флювіальні процеси та рельєф?
6. Що таке карст, причини виникнення?
7. Особливості поширення карстових процесів?
8. Берегові процеси та основні форми берегів?

Тема 17. Поняття про біосферу та антропосферу

1. Характеристика біосфери як географічної оболонки.
2. Виникнення та роль антропосфери на сучасному етапі.
3. Біотехносфера, її становлення та розвиток.
4. Соціосфера (самостійна робота)

Рекомендована література: 1,2,4,5,6

Ключові поняття: біосфера, біомаса, антропосфера, ноосфера, біотехносфера, соціосфера

Біосфера (від грецького *біос* - життя і *сфайрос* - сфера) - це цілісна земна оболонка, охоплена життям і якісно перетворена ним. Її структура та енерго-інформаційні процеси визначаються минулою і сучасною діяльністю живих організмів. Вона зазнає також впливу космічних і глибинних підземних енергій. Просторово біосфера охоплює тропосферу, тобто нижню частину атмосфери, до 10- 15 кілометрів; кору вивітрювання, на 2-3 кілометри вглиб від поверхні Землі та всю гідросферу до її максимальних глибин.

Цей простір населяє близько 1,5 млн. тварин та 0,5 млн. рослинних видів. Біосфера включає в себе різні екосистеми, співтовариства, популяції, організми. Крім того, біосфера - це також: "*жива речовина*", в якій головна роль належить рослинам, їхня маса становить понад 95 % маси біосфери; "*біогенна речовина*", тобто органічно-мінеральні, або органічні, продукти, створені живою речовиною (кам'яне вугілля, торф, родючий ґрунт, вапняки тощо); так звана *біокісткова речовина*, створена живими організмами разом із неживою природою (вода, атмосфера).

Для позначення загальної маси живого, яке заповнює біосферу, звичайно вживається поняття **біомаса**. Понад 99 її відсотків становлять рослини, автотрофні, фотосинтезуючі організми. Невеликою на сьогодні частиною біомаси планети є сукупність живих людських індивідів, які пов'язані системою суспільних відносин і утворюють людство. Хоча кількісно людство постійно зростає, загальна його маса близька до 0,0002 % загальної речовини на планеті. Це і є своєрідне антропологічне покриття Землі - **антропосфера**.

Зростаюча роль практичної діяльності людини та її вплив на природу знаменує собою початок нового етапу геологічної історії Землі, на якому людство має вибудувати свої відносини з природою на наукових засадах, а наука - пронизувати всю діяльність суспільства, у тому числі його відносини з природою. Отже, біосфера у ХХ ст. перетворюється на **ноосферу**. Поняття ноосфера (від грецького *ноос* - розум і *сфай-рос* - сфера) виникло у 20-х роках нашого століття. Наукову концепцію ноосфери розробив В.І. Вернадський. Він розумів її як сферу взаємодії суспільства і природи, в межах якої розумна людська діяльність стає головним, визначальним чинником. Людство, озброєне науковою думкою, вважав учений, має стати вирішальною силою, яка надалі визначатиме еволюцію нашої планети.

Вчений розглядав ноосферу як майбутній стан біосфери, оскільки людство ще далеке від такого стану. У своїй останній праці "Кілька слів про ноосферу" він визначив деякі загальні умови, необхідні для створення ноосфери, зокрема: людство має стати єдиним в інформаційному й економічному зв'язках; ноосфера - явище загальнопланетарне, тому людство має прийти до цілковитої рівності рас, народів та ін.; ноосфера не може бути створена до припинення війн на Землі.

Теорія ноосфери сформувалася тоді, коли світ складався з трьох взаємопов'язаних елементів: **природа - людина - суспільство**. До них потім приєднується ще один суттєвий елемент - **техніка**, яка створена людиною і яка стала головним чинником змін на планеті, особливо з початком наприкінці 50-х років науково-технічної революції як велетенського якісного стрибка в розвитку науки та техніки. Це спричинило екологічну проблему - одну з найнебезпечніших з-поміж глобальних проблем людства. Почалась руйнація гармонії відносин між людьми і їхнього ставлення до природи.

Для визначення тенденцій подальшого розвитку системи "суспільство - природа" важливе значення мають особливості суперечностей, що виникають всередині цієї системи внаслідок взаємодії її елементів. Суперечності між суспільством і природою виникають з появою людини і зумовлені двояким ставленням людини до природи. По-перше, людина є частиною природи і не тільки біологічною, а й соціальною істотою, виразником інтересів суспільства. По-друге, людина протистоїть природному середовищу, відповідно до своїх потреб змінює його разом з іншими людьми. А тому в системі суспільних відносин людина виступає і як елемент продуктивних сил, і як сила природи.

Однією з суперечностей у системі "суспільство - природа" є наявність безмежних потреб розвитку суспільства і обмежених можливостей біосфери. В процесі екологічної взаємодії суспільства й природи завжди виникають і будуть виникати суперечності, які потребують нових підходів та нових способів вирішення. Вживаючи термін "біотехносфера" мається на увазі перетворену людьми біосферу разом з технічними засобами, промисловим і сільськогосподарським виробництвом, житловими й іншими будівлями, транспортом та інше. Антропосфера - це люди, людство. Це провідна підсистема соціосфери. З появою людини на Землі виникає і проблема її взаємодії з природою. По-перше, людина - невід'ємна частина природи, вона має спільну біологічну основу з усім тваринним і рослинним світом. По-друге, людина активно змінює природу за допомогою знарядь праці з метою задоволення своїх потреб.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості становлення та розвитку біосфери?
2. Роль антропосфери на сучасному етапі?
3. Становлення та особливості розвитку біотехносфи?
4. У чому полягають особливості соціосфери?
5. У чому проявляються глобальні процеси впливу на біосферу?
6. У чому проявляються процеси взаємодії «природа-людина-суспільство»?
7. Як стрибок у розвитку науково-технічного прогресу впливає на біосферу?
8. У чому проявляються нові методи дослідження біосфери?

Навчальна дисципліна «Геологія загальна та історична»

Тема 1. Геологія як наука. Сучасні уявлення про Землю

1. Геологія, як наука про будову, процеси зміни та історію Землі.
2. Предмет та об'єкт вивчення дисципліни, її завдання.
3. Місце геології у системі інших наук про Землю. Методи геологічних досліджень.
4. Гіпотези походження Землі. Внутрішні та зовнішні геосфери Землі.

Рекомендована література:

Базова література

1. Ваганов І. І. Інженерна геологія та охорона навколишнього середовища : навчальний посібник / І. І. Ваганов, І. В. Маєвська, М. М. Попович. – Вінниця : ВНТУ, 2013. – 267 с.
2. Коржнев М.М. Екологічна геологія: підручник. / За ред. д.г.-м.н. М.М.Коржнева – Київ: ВПЦ „Київський університет”. – 2005. – 257 с.
3. Кратенко Л.Я. Загальна геологія: Навчальний посібник / Л.Я. Кратенко – Д.: Національний гірничий університет, 2007. – 352 с.
4. Мельничук В.Г., Новосад Я.О., Міхницька Т.П. Інженерна геологія [Електронний ресурс]: Навчальний посібник / В.Г. Мельничук, Я.О. Новосад, Т.П. Міхницька – Рівне.: НУВГП, 2013. – 351 с. - Режим доступу – <http://ep3.nuwm.edu.ua/>
5. Михайлов В.А. Основи геотектоніки: Навчальний посібник – К.: Видавничо-поліграфічний "Київський університет", 2002 р. - 168 с.
6. Свинко Й.М., Сивий М.Я. Геологія: підручник / Й.М. Свинко, М.Я. Сивий – К.: Либідь, 2003.–480 с.
7. Тихоненко, М. О. Геологія з основами мінералогії [Електронний ресурс]: Навчальний посібник./ Д.Г. Тихоненко, В.В. Дехтярьов, М.А. Щуковський та інші. - К.: Вища освіта, 2003. – 237 с. Режим доступу – <http://learn.ztu.edu.ua/>

Допоміжна література

8. Бондарчук В.Г. Геологія для всіх / В.Г. Бондарчук – К.: Радянська школа, 1970. – 295 с.
9. Іванов Л.Л. Короткий курс мінералогії / Л.Л. Іванов - Харків, Дніпропетровськ ВРНГ УСРР, технічне видавництво, 1932. – 350 с.
10. Лазаренко Є.К., Винар О.М. Мінералогічний словник / Є.К. Лазаренко, О.М. Винар – К.: Наук. думка, 1975.–772 с.
11. Поп С. Природні ресурси Закарпаття : Реком. як навч. посібник для студ. ВНЗ / С. Поп. – Вид. 3-тє, доп. і змін. – Ужгород : Карпати, 2009. – 340 с.
12. Розчини, мінерали, рівноваги [Електронний ресурс] / уклад. Р. М. Гаррелс, Ч. Л. Крайст. Режим доступу– <http://twt.mpei.ac.ru/ochkov/trenager/garrels/>

Ключові поняття: геологія, речовинна геологія, динамічна геологія, історична геологія, прикладна геологія, літосфера, рівні організації речовини літосфери, прямі методи геології, непрямі методи геології, гіпотези походження Сонячної системи, гіпотези походження Землі, гіпотеза виняткової Землі

Вперше термін «геологія» ввів норвезький природознавець М. Ешольт у 1657 році. Він зазначив, що це наука про Землю, що вивчає будову, склад, історію розвитку планети; процеси, що в ній відбуваються. Геологія (повний термін) – це наука про склад, будову, розвиток Землі та процеси, які відбуваються в її надрах і на поверхні, включаючи водну і повітряну оболонки; про утворення мінералів та гірських порід, їх хімічний склад та фізичні властивості; про закони формування і закономірності поширення корисних копалин, а також економічну доцільність їх використання; про формування земної поверхні та вплив діяльності людини на стан навколишнього середовища. Пізнання

певної ділянки Землі здійснюється шляхом спостереження та опису залягання гірських порід у природних відслоненнях, кар'єрах, шурфах, свердловинах тощо. При цьому описуються і визначаються послідовність нашарування порід у розрізі та поховані в них рештки тварин і рослин, заміряються елементи залягання, вивчається речовинний склад гірських порід, мінералів за допомогою доступних методів, з'ясовується відносний і абсолютний геологічний вік порід. Широко застосовується фотозйомка території з літальних космічних апаратів. Кінцевим результатом такого комплексного вивчення окремих ділянок земної поверхні, що називається геологічним зніманням, є побудова геологічної карти певної території. Геологічна карта будь-якого регіону виступає першоджерелом будови земної кори, речовинного складу гірських порід та мінералів, виявлення мінерально-сировинних ресурсів.

Перші спроби опису та систематизації гірських порід, руд металів і сплавів робилися ще у середні віки і епоху Відродження (Ібн Сина і Буруні). Основи геології закладені у другій половині 18 ст. працями Ж. Бюффона, Ж. Роме де Ліля і Р.Аюї у Франції, М. Ломоносова, І. Лепьохіна і П. Палласа, А. Вернера. Саме становленню геології як науки сприяла боротьба між представниками школи нептунізму, які дотримувалися осадового походження всіх гірських порід, і школи плутонізму, які вважали першопричиною походження гірських порід ендегенні процеси. Можливість розчленування осадових відкладів з допомогою викопних організмів вперше застосував В. Сміт (1790). З виходом 3-томної праці англійського вченого Ч. Ліелля «Principles of Geology» («Основи геології», 1830–33рр.), в якій був сформульований принцип актуалізму і розвінчана гіпотеза катастрофізму, поряд з ученням Ч. Дарвіна було стверджено еволюційний напрям у геологічній науці. У розвитку теоретичних основ геології важливе значення мала контракційна гіпотеза Елі де Бомона, яка пояснювала причину горотворчих рухів стисканням ядра Землі внаслідок охолодження, та вчення про геосинкліналі американських геологів Дж. Голла і Дж. Дана. Теоретичне та пізнавальне значення для геології у 18 ст. мали праці В. Зуєва, В. Севергіна, у 19 ст. – Г. Романовського, Г. Щуровського, В. Ковалевського, у 20 ст. – Ф. Чернишова, О. Карпінського, О. Борисяка, В. Вернадського, А. Архангельського, Є. Федорова. Систематизація геологічних досліджень в Україні почалися в кінці 18 століття. У 19 ст. вони завершилися відкриттям вугільних родовищ Донбасу (20-ті рр.), залізних руд Керченського п-ова (30-ті рр.) і Криворіжжя (60-ті рр.), марганцевих руд Нікопольщини (70-і рр.). Велике значення мала організація у 1882 році Геологічного комітету. На значних територіях було виконано геологічне картування в масштабі 1:420 000. У Причорномор'ї такі зйомки здійснив М. Соколов, на Поділлі – В. Ласкарев, на Чернігівщині – П. Армашевський. Карти масштабу 1:42 000 для Донбасу склав Л. Лутугін. У 1918 році створено Український геологічний комітет. Від 1926 року фундаментальні геологічні дослідження проводили Геологічних наук інститут НАНУ. У пізнання геологічної будови України великий внесок зробили П. Тутковський, В. Різниченко, М. Світальський, В. Крокос, Б. Чернишов, Є. Лазаренко, Є. Бурксер, М. Безбородько, В. Порфир'єв, В. Глушко, Д. Соболев, О. Гуров, В. Бондарчук, К. Маков, О. Каптаренко-Черноусова, П. Шульга, М. Балуховський та інші. У геологічних дослідженнях України беруть участь учені Геохімії і фізики мінералів інституту, Геофізики інституту, Геології й геохімії горючих копалин інституту НАНУ. За розвіданими запасами багатьох корисних копалин, зокрема залізних руд, марганцю, титану, цирконію, урану, ртуті, кухонної і калійної солей, каолінів, бентонітів, кольорового, виробничого і будівничого каміння, Україна характеризується досить високими показниками у світі.

Основні розділи геології. 1. Речовинна геологія - об'єднує науки, що вивчають хімічний, мінеральний, породний склад Землі (мінералогічна кристалографія, мінералогія, петрографія, літологія та геохімія): • *Мінералогічна кристалографія* - наука про кристалічний стан мінеральної речовини, зовнішню форму, внутрішню будову і властивості мінералів; • *Мінералогія* - наука про мінерали - природні хімічно-структурно

однорідні тіла, які мають певні фізичні властивості і утворились внаслідок дії геологічних процесів; • *Петрографія* – наука про гірські породи; • *Геохімія* – наука про розподіл, міграції в літосфері певних хімічних елементів; • *Геоморфологія* – вивчає сучасну будову і походження рельєфу, його форми та закони розвитку земної поверхні

2. Динамічна геологія – цикл наук про процеси на поверхні Землі та в її надрах, а саме: • *Геофізика* – комплекс наук, що вивчають фізичними методами землю і її оболонки, • *Гравіметрія* – вивчає природу та величину сили земного тяжіння; магнітометрія – вчення про земний магнетизм; електрометрія – наука про електричні властивості гірських порід, геотермія – вчення про тепловий режим земної кулі та сейсмометрія); • *Гідрогеологія* – підземні води, їх походження, хімічний склад, режим, розподіл у земній корі і їх діяльність, • *Геотектоніка* – рухи земної кори в різних напрямках та форми (геологічні структури), що утворені в результаті цих рухів, а також розвиток земної кори і верхньої мантії Землі на протязі геологічного часу (ер і періодів).

3. Історична геологія – наука про історію розвитку Землі, послідовність геологічних процесів та їх зміни в часі як на поверхні, так і в її надрах.

4. Прикладна геологія (науки, спрямовані на практичне використання корисних копалин), а саме: • *Інженерна геологія* – фізико-технічні властивості порід, процеси в них і динаміку геологічного середовища, які враховуються при всіх видах великого будівництва та експлуатації споруд, • *Вчення про корисні копалини* – розглядає умови утворення і поширення в земній корі рудних і нерудних корисних копалин.

Предмет дисципліни «Геологія загальна та історична» – ознайомлення студентів з основними властивостями Землі, речовинним складом, будовою та історією розвитку структур земної кори, формування знань про роль геодинамічних процесів у формуванні рельєфу материків та океанів, оволодіння студентами практичних навичок визначення тектонічних і геологічних структур (на місцевості та картою).

Основним об'єктом вивчення геології є зовнішня кам'яна оболонка Землі – земна кора – літосфера. *Рівні організації речовини літосфери:* атомарний або рівень хімічних елементів рівня мінералів, які складені атомами; гірських порід, які є сукупністю мінералів породних комплексів земної кори в цілому. В X столітті великий вчений Середньої Азії Ібн Сіна (Авіценна) в "Книзі зцілення" дав свою класифікацію мінералів, виділивши 4 групи: камені, плавкі камені (метали), горючі і сірчані речовини, солі. У науковій праці "Метеорологіка" він писав: "Одній і ті ж місця не залишаються завжди землею або морем. Море приходить туди де раніше була суша; повернеться туди, де тепер ми бачимо море. Потрібно при цьому думати, що ці зміни йдуть одні за другими в певному порядку і являють собою певну періодичність". Епоха Відродження (XV-XVI століття) М.Копернік, Г.Галілей, Леонардо да Вінчі та інші, висвітлені уявлення про будову Всесвіту, форму і розміри Землі пошуки і розробка руд і будівельних матеріалів. Ця епоха поповнилась знаннями з мінералогії і гірничої справи. Велике значення в нагромадженні знань про мінерали і гірські породи мали праці німецького вченого XVI століття Георга Аґріколи. Він чітко відмежував мінерали від гірських порід і описав фізичні властивості мінералів: колір, твердість, блиск, прозорість, запах, смак та інші.

Задачі геологічних наук: осмислити процеси, що призводять до утворення багатьох видів ґрунтів, гірських порід і корисних копалин; підвищити точність прогнозів стихійних явищ – пилових бур, ураганів, снігових лавин тощо; розробити науково-обґрунтовані методи попередження негативних явищ підтоплення, опустелювання і засолення земель, забруднення ландшафтів, ерозії тощо; брати участь в розробці програми екологічної безпеки країни.

Сучасна «Геологія» тісно пов'язана зі спорідненими природничими науками, а саме: географією, фізикою, хімією, геодезією, океанологією, біологією, ботанікою, астрономією та іншими. Вивченням будови земної кори, її речовинного складу, структур, поверхневих і глибинних геологічних процесів, які постійно змінюють лік Землі, займається комплекс наукових дисциплін, кожна з яких володіє лише притаманними їй

специфічними методами дослідження. Загальним методом геологічних досліджень багатьох геологічних наук є *метод актуалізму*, який полягає у пізнанні минулого через вивчення процесів сучасного розвитку. Уявлення про Землю як планету в космосі, її походження, сферичну будову, розподіл водних басейнів і суходолів, склад літосфери і інших оболонок дає *загальна геологія*. *Динамічна геологія* вивчає геологічні процеси, які відбуваються на поверхні Землі під впливом тепла, води, організмів та інших чинників, а також ендегенні процеси, які обумовлюють вікові коливання земної кори і орогенічні рухи, які супроводжуються вулканізмом, землетрусами, горотворенням. Більшість території суходолів вкрита потужним осадовими товщами морських і континентальних відкладів. Розчленування цих товщ на системи, відділи, яруси, горизонти та послідовність їх накопичення вивчають *стратиграфія* та *історична геологія*. Розчленування ґрунтується на застосуванні біостратиграфічного методу. При цьому важлива роль належить решткам викопних організмів. Систематику, латеральне та вертикальне поширення викопних організмів вивчає *палеонтологія*, а рослинних решток – *палеоботаніка*. Гірські породи, які складаються з мінералів осадового і магматичного походження вивчає *літологія*, або *петрологія*, а фізичні особливості і хімічну їх природу – *мінералогія* і *кристалографія*. Успішному розвитку цих наук сприяла поява поляризаційного мікроскопа. Поширення, розподіл і середній вміст хімічних елементів у земній корі та процеси міграції їх у земній корі вивчають *геохімія*, *біогеохімія* та *гідрогеохімія*. Внутрішню будову Землі, її фізичні властивості і процеси, які відбуваються в її оболонках, досліджує *геофізика*. Пізнання фізико-географічних умов минулих епох, в яких формувалися гірські породи і мінеральна сировина, розподіл морів і суходолів, розвиток тваринного і рослинного світу належить *палеогеографії*. Наука, яка вивчає умови формування, поширення, хімічний склад і використання підземних вод, гідросфери взагалі, називається *гідрогеологією*. Галузь геології, що вивчає структури земної кори і верхньої мантії Землі, рух і розвиток їх у часі і просторі, належить *геотектоніці* і *структурній геології*. Як наука геологія виникла і розвивалася на базі практичної діяльності людини. До особливої групи геологічних дисциплін прикладного застосування нині належить *геологія корисних копалин*, *інженерна геологія*, *гірнична геологія*, *військова геологія* та *промислова геофізика*.

Методи геології: аналогії, математичні розрахунки, експериментальне моделювання, картографування, геофізичні і геохімічні характеристики, систематизація і класифікація геологічних об'єктів, процесів, явищ та інші. **Групи методів геології** **1. Прямі:** Речовина надр Землі безпосередньо + відбір зразків для лабораторних досліджень хімічними, рентгеноструктурними, спектральними, електронно-мікроскопічними, ізотопними, термічними, кристалооптичними та інші + вирощування штучних мінералів, дослідження на моделях та інше. **2. Непрямі:** Геофізичні (сейсмічні, магнітні методи, гравіметричні методи, електрометричні методи) + аерогеологічні + космічні.

Геологія як наука, що вивчає, перш за все планету Земля і її верхню кам'яну оболонку, не залишає поза увагою і навколишній матеріальний світ - Всесвіт. Це обумовлено тим, що у будові і розвитку Землі є певні риси подібності і розбіжності з іншими планетами, а декотрі геологічні процеси безпосередньо пов'язані з космічними явищами. *Сучасна гіпотеза утворення Сонячної системи* має такий вигляд: утворення Сонця та сплющеної навколо сонцевої туманності з міжзіркової газопилюватої хмари, яка оберталась навколо Сонця і утворилась за рахунок вибуху наднової зірки; еволюція Сонця і навколосонячної туманності з передачею електромагнітним і турбулентно-конвективним шляхом моменту кількості руху від Сонця планетам; конденсація «пилової плазми» в кільця навколо Сонця, а матеріалу кілець - в планетезималі; конденсація планетезималей у планети; повтор подібного процесу навколо планет з утворенням їх супутників.

Питання виникнення Землі і Сонячної системи хвилювали вчених давно. Однак науково обґрунтовані гіпотези почали з'являтися лише з XVIII ст. Основні гіпотези зводилися до таких пояснень: 1) І. Ньютон походження Сонячної системи пояснював з

точки зору божественного першопоштовху; 2) Француз Ж. Л. Леклерк де Бюффон запропонував катастрофічну гіпотезу, згідно якої планети утворились зі згустку Сонячної матерії, яку вирвала комета; 3) Гіпотеза Канта передбачала, що матерія, яка наповнювала Всесвіт спочатку була розкладена на елементарні рівномірно розподілені у просторі частинки, які під впливом сил всесвітнього тяжіння, почали утворювати центри згустку матерії (одним з яких було Сонце). Одночасно матерія набула обертового руху. В подальшому з пилової хмари, яка оберталась навколо Сонця утворились планети; 4) За даними Лапласа спочатку існувала газова туманність, яка оберталась і стискувалась під дією сил Всесвітнього тяжіння, і з якої в подальшому утворилось Сонце. Зі збільшенням стиснення та швидкості обертання туманність сплющувалась і від неї відокремлювались кільця, котрі розпадались з утворенням центральних згустків (зародків планет). Подібним шляхом навколо планет утворились супутники. Гіпотеза Лапласа належить до розряду гарячих космогоній; 5) Д. Джинне повернувся до уявлень Ж.К. Леклерк де Бюффона про те, що планети утворились зі згустку Сонячної матерії, яку вирвала не комета, а зірка; 6) Ф. Мультион і Т. Чемберлен висунули гіпотезу, згідно якої газ покидає Сонце внаслідок потужних приливів (що були викликані зіркою, яка проходила неподалік), а потім конденсується в невеликі планетезималі, котрі з часом злипаються у астероїди і планети; 7) Геолог О.Ю.Шмідт запропонував гіпотезу захоплення Сонцем газо-пилковометеоритної хмари з подальшою її конденсацією в планети. Важливим моментом цієї гіпотези стала розробка моделі процесу конденсації протопланетної хмари і акумуляції з неї планет та супутників. Космогонія Шмідта є «холодною». Таким чином, усі гіпотези в залежності від початкового стану матерії зводять до двох категорій - "гарячих" і "холодних" космогоній.

Розвиток Землі. Планета Земля утворилась приблизно 4,5 млрд років назад. Тоді ні її внутрішня будова, ні зовнішній вигляд не були подібними до сьогоденної планети. Земля не була розшарована на оболонки, не було на її поверхні річок, морів, долин і гірських масивів. Планета мала вигляд гігантської кулі, яка виникла із космічних частинок під дією сили тяжіння. Під впливом сили тяжіння і обертання важкі частинки поступово переміщались вниз до центру, а легкі – на поверхню. Процес диференціації зумовив розігрівання планети. В центрі планети утворилось металічне ядро. Навколо ядра виникла рідка оболонка. Ззовні утворилась літосфера. Потім планета почала охолоджуватись. Водень, гелій та інші легкі гази розсіялись в космічному просторі, більш важкі - азот, метан, аміак, сірководень, вуглекислий газ, а також водяна пара – залишились біля поверхні Землі і утворили атмосферу. Коли температура Землі стала нижче +100 оС, виникла вода і утворилась гідросфера. Ця картина народження Землі є гіпотетичною. Вона ґрунтується не на геологічних матеріалах, а на астрономічних, фізичних, термодинамічних даних та гіпотезах. Період геологічного часу, коли відбувались описані події, тривав близько 800 млн. років і отримав назву кат архей (підархей). Близько 3,9 млрд. років назад утворились перші осадові породи Землі. Вони виникли шляхом осадження речовин у воді. У цей час розпочався наступний етап розвитку Землі – архей. Землю оточувала атмосфера у якій не було кисню, на поверхні планети відбувались виверження вулканів, згубне ультрафіолетове проміння пронизувало атмосферу і верхні шари води. Не зважаючи на такі умови, на Землі розвивалось життя. Із сірководню, аміаку, вуглекислого газу синтезувались перші органічні сполуки. Океан поступово наповнився органічними речовинами. Хвилі утворювали піну у цьому “первинному бульйоні”. Пухирці і краплини в оболонці з органічних речовин спочатку набули вигляду, а потім властивостей клітин – почалась біологічна еволюція. Ця, на перший погляд логічна картина зародження життя на Землі, на жаль, не підтвердилась сучасними дослідженнями. Ймовірність біологічного “самостворення” живої клітини навіть при наявності всіх необхідних компонентів така сама, як ймовірність “самостворення” комп’ютера. Крім того не існує геологічних даних, що в далекому минулому на нашій планеті не було життя.

Існують гіпотези, що життя на Землі занесене із Всесвіту разом з речовинами з яких утворилась планета. Така точка погляду отримала назву гіпотези панспермії. В кінці XIX століття було відкрите явище радіоактивності і гіпотеза панспермії втратила свою популярність. Радіоактивне випромінювання, яке пронизує весь Всесвіт, згубне для живих організмів, а холод космічного простору близький до абсолютного нуля.

Гіпотеза виняткової Землі - низка наукових припущень і доказів, які обґрунтовують ідею про рідкісність високорозвиненого життя у Всесвіті. При цьому науковці вважають, що життя у вигляді мікроорганізмів не є рідкісним. Дана гіпотеза пропонує відповідь на парадокс Фермі, пояснюючи чому появу такої планети як Земля слід вважати дуже малоюмовірною. У поєднанні із припущенням, що необхідною передумовою появи високорозвинених форм життя є планета земного типу, це пояснювало би відсутність ознак існування позаземних цивілізацій. Гіпотеза виняткової Землі була вперше детально викладена в книзі «Виняткова Земля: Чому високорозвинене життя не є поширеним явищем у Всесвіті», написаній палеонтологом Пітером Вардом та астрономом Дональдом Броунлі. Вард та Броунлі скористались розширеним рівнянням Дрейка на доказ того, що існування планети із земними характеристиками у Всесвіті слід вважати надзвичайно рідкісним явищем.

Утворення планети земного типу та її розвиток до того стану, щоб підтримувати життя, вимагає поєднання низки факторів. По-перше, вона має утворитись навколо досить багатой важкими елементами зорі. Навколо бідних на метали зір можуть утворюватися лише газові гіганти - на утворення планет земного типу в газовій туманності не вистачить твердих речовин. При цьому виключаються зорі зовнішньої частини Галактики. З іншого боку, якщо зоря містить занадто багато металів, планети земного типу навколо них накопичуватимуть газові оболонки, утримуючи їх своєю великою силою тяжіння, стають газовими гігантами. Зоря має обертатись по коловій орбіті навколо центру галактики: надто витягнута орбіта означатиме, що зоря наблизатиметься до ядра галактики, де піддаватиметься надмірному жорсткому радіаційному опроміненню. Вірогідно, після того як землеподібна планета формується в межах жилої зони, небесне тіло розмірами приблизно як Марс має зіткнутись із нею (за гіпотезою велетенського зіткнення). Без такого зіткнення на планеті не утворяться тектонічні плити, оскільки земна кора вкриватиме всю планету, не залишиться місця для океанічної кори. Зіткнення також може мати наслідком появу великого супутника, що стабілізує вісь обертання планети, та злиття ядер планети й небесного тіла, яке сформує надмасивне планетне ядро, що генеруватиме потужний планетний електромагнітний щит від сонячної радіації. Дослідження Едварда Бельбруно та Річарда Готта дозволяють зробити висновок, що таке небесне тіло потрібного розміру може формуватись у троянських точках планети (L₄ чи L₅), можливо роблячи цю подію менш малоюмовірною.

Супутник відносно значних розмірів також збільшує шанси виживання високоорганізованих організмів, відхиляючи астероїди. Шанси зіткнення астероїду із масивнішим об'єктом подвійної системи на кшталт Землі з Місяцем є доволі незначними. Більшість астероїдів будуть або цілком відкинуті або вразять менш масивний об'єкт: щоб поцілити в масивніше тіло потрібна визначена комбінація швидкості та кута падіння. Планета з великим супутником буде краще захищена від зіткнень (хоча випадкові зіткнення можуть бути необхідними, оскільки еволюційна теорія припускає, що масові вимирання здатні прискорити розвиток складніших організмів). Також необхідною умовою є наявність у планетній системі великого газового гіганта, такого як Юпітер, завдяки якому «сміття», яке залишиться на орбітах після формування планет, викидатиметься у формації на кшталт поясу Койпера та хмари Оорта.

Прихильники виняткової Землі стверджують, що планетарна система, здатна підтримувати складне життя, повинна бути більш-менш структурованою як Сонячна система, з малими і кам'янистими внутрішніми планетами та зовнішніми газовими гігантами. Без захисту газових гігантів з сильним тяжінням, планета буде піддаватися

катастрофічним зіткненням з астероїдами. Спостереження екзопланет показали, що розташування планет, подібне до нашої Сонячної системи, зустрічається рідко. У більшості планетарних систем є суперпланети, в кілька разів більше, ніж Земля, близькі до своєї зірки, тоді як наша Сонячна система має лише кілька невеликих скелястих планет, і немає планет ближче за Меркурій до зорі. Лише 10% зірок мають гігантські планети, подібні до Юпітера та Сатурна, і серед них мало таких, що мають стабільні майже кругові орбіти, віддалені від своєї зірки. Науковці стверджують, що ці особливості можна пояснити, якщо на в початку формування Сонячної системи Юпітер і Сатурн зміщалися до Сонця, водночас притягуючи планетезималі, частина з них рухалася до Сонця, і потрапляла в земну область Сонячної системи. Кам'янисті планети отримали важливі для розвитку життя елементи. Згодом обидві гігантські планети знову відійшли назад до своєї нинішньої позиції. Важливо відзначити, що життя потребує певного часу на те, щоб зародитися та досягнути високого рівня організації. Часті зіткнення з великими астероїдами ймовірно перешкоджають появі високоорганізованих організмів. Саме життя навряд чи зникне, але складніші організми із вищих щаблів еволюції є значно вразливішими та легко вимирають внаслідок планетарних катастроф.

Еволюційна теорія переривчастої рівноваги стверджує що: 1) Як тільки екосистема планети досягає стану рівноваги (із заповненими всіх екологічних ніш), швидкість еволюційних змін різко зменшується; 2) Період, протягом якого досягається стан рівноваги, є відносно коротким порівняно з геологічними процесами.

Науковці вважають, що викопні рештки демонструють як екологічна рівновага досягалась на Землі кілька разів, вперше після Кембрійського вибуху. Кілька катастроф, які призводять до масового вимирання організмів, можливо, необхідні, щоб у процесі еволюції випробовувались радикально нові шляхи розвитку, та щоб життя уникло ситуації, коли його розвиток завмер би на півшляху до розумного життя. Масове вимирання динозаврів, наприклад, дозволило ссавцям зайняти їх екологічні ніші та спрямувати еволюцію новим шляхом. Потрібні правильні значення сотень параметрів планети та зоряної системи, щоб високоорганізоване життя стало можливим. Всесвіт є неймовірно величезним, він значно перевищує можливості людської уяви чи розуміння, тому залишається шанс, що десь у Всесвіті існує планета земного типу з високоорганізованим життям. Найбільшій критиці піддається припущення, що поява високорганізованого життя можлива тільки на планетах земного типу. Дехто з біологів, наприклад Джек Коен, вважає що таке припущення є занадто обмежуючим і свідчить про відсутність уяви. Інші припущення теорії виняткової Землі теж піддаються критиці: 1) Деякі припущення, незважаючи на свою теоретичну достовірність, не є загальноприйнятими в науковому середовищі, наприклад, гіпотеза велетенського зіткнення, 2) Стверджується, що докази покладаються на малоімовірність тієї чи іншої події, в той час як вони, можливо, лише виглядають неможливими. Беручи до уваги розміри Всесвіту, тривалість астрономічних процесів та можливість альтернативних шляхів появи схожих обставин, можливо існує значно більша кількість планет земного типу, ніж та що передбачається теорією виняткової Землі, 3) Теорія ігнорує здатність розумного життя адаптувати оточення до своїх потреб. Розумна раса може бути в змозі колонізувати багато непридатних для життя планет за достатньо довгий період часу (хоча, можливо, потребує планети земного типу для своєї появи).

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому проявляється сутність геології як навчальної дисципліни?
2. Історичні аспекти становлення геології як науки, основні наукові школи дослідження?
3. У чому полягає сутність речовинної геології, основні галузі дослідження?
4. У чому полягає сутність динамічної геології, основні галузі дослідження?
5. У чому полягає сутність історичної геології?

6. У чому полягає сутність прикладної геології, основні галузі дослідження?
7. У чому полягає предмет дослідження геології?
8. У чому полягають основні завдання дослідження геології?
9. У чому полягає місце геології у системі інших наук про Землю?
10. Опишіть основні прямі методи геологічних досліджень?
11. Опишіть основні непрямі методи геологічних досліджень?
12. Охарактеризуйте сучасну гіпотезу утворення Сонячної системи?
13. Охарактеризуйте теорію походження та історію Землі?
14. У чому полягає гіпотеза виняткової Землі?
15. У чому полягають новітні методи дослідження геології Землі?

Тема 2. Будова, склад та фізичні властивості Землі

1. Будова, склад і властивості зовнішніх і внутрішніх геосфер Землі. Методи дослідження внутрішніх геосфер.
2. Типи земної кори. Поняття про підстилаючі породи.
3. Структурні елементи земної кори. Хімічний склад земної кори.
4. Методи вивчення й зображення будови земної кори.

Рекомендована література: 1, 2, 4, 5, 6, 7, 13, 15, 16

Ключові поняття: палеомагнітні дослідження, ядро Землі, мантія, земна кора, підстилаючі породи, осадовий шар земної кори, гранітний шар земної кори, базальтовий шар земної кори, літосферні плити, континентальний тип земної кори, океанічний тип земної кори, ізостазія, границя Мохоровичича, геохронологія земної кори, хімічний склад земної кори, речовинний склад земної кори.

Відзначаємо, що сучасні уявлення про внутрішню будову Землі отримано за допомогою прямих (безпосереднє дослідження гірських порід у відслоненнях, шурфах і свердловинах), непрямих (за допомогою сейморозвідки, гравірознавдки, електророзвідки, магніторозвідки), лабораторно-експериментальних методів і геологічного моделювання. Земля - це гігантський магніт з магнітним силовим полем навколо неї. Розрізняють магнітне схилення і магнітне нахилення. У геології використовують палеомагнітний метод, який оснований на вивченні залишкової намагніченості гірських порід різного віку, які містять феромагнітні мінерали. Саме палеомагнітні дослідження показали, що магнітне поле Землі неодноразово змінювалось. Земля характеризується оболонковою будовою з центральною симетрією. Серед них розрізняють зовнішні геосфери (атмосфера, гідросфера), які доступні для безпосереднього вивчення, і внутрішні геосфери (земна кора, мантія, ядро), дослідження яких проводиться шляхом застосування непрямих геологічних, геофізичних та геохімічних методів. Всі оболонки Землі перебувають у складній взаємодії. Тверда оболонка Землі безпосередньо вивчена до глибини 10-15 км методами надглибоких свердловин. Про стан і будову глибших шарів її надр існують лише припущення на основі даних, одержаних методами геофізики. Ці дані дають підстави для виділення таких оболонок (геосфер) Землі: ядра, мантії, літосфери.

Внутрішня будова Землі. У внутрішній будові Землі виділяють три основні частини: земну кору, мантію і ядро. Межі між ними нерівні, але порівняно з розмірами Землі ці нерівності незначні. **Ядро Землі** починається на глибині близько 2900 км від поверхні. Дуже поширена гіпотеза про залізо-нікелевий склад ядра, що має магнітні властивості. Надвисокий тиск в ядрі не дає можливості його «металізованій» речовині плавитись, надаючи йому властивостей важких металів. Проте, це не зовсім узгоджується з експериментальними даними. Згідно з сучасними уявленнями, щільність ядра Землі на 10% менша у порівнянні зі щільністю залізо-нікелевого сплаву при ймовірних у ядрі тиску та температурі. Це наводить на думку, що до складу ядра окрім заліза та нікелю повинні входити ще і деякі легші елементи, такі як кремній або сірка. На сьогоднішній день більшість дослідників вважає, що ядро Землі складається із Fe з домішками Ni та S, а

також, можливо, Сг або О. Ядро займає 16% об'єму Землі. Маса ядра складає 34% від маси Землі. Температура в ядрі 4000°C, тиск 3,5 млн. атм. Незалежно від хімічного складу, всі речовини при такому тиску переходять у металічну фазу, руйнуються електронні оболонки, утворюється "електронний газ". Речовина стає дуже щільною і насиченою вільними електронами. Рух цих електронів зумовлює магнітне поле Землі. Радіус ядра 3500 км. У ядрі виділяють внутрішнє ядро з радіусом 1280 км. Вважають, що ядро утворилось з мантії. Таким чином, ядро - наймасивніша внутрішня частина Землі.

Проміжна оболонка земної кулі, або *мантія*, розміщена між ядром та земною корою до глибини 2900 км. Внаслідок великого тиску речовини в мантії дуже щільні. Тиск у мантії з глибиною зростає і на межі з ядром становить 1,3 млн.ат. щільність у верхніх шарах мантії 3,5 г/см³, на межі з ядром 5,5 г/см³. температура речовин у мантії на глибині 100км +500°C, на межі з ядром +3800°C. Незважаючи на таку високу t, речовини у мантії у твердому стані. Відзначаємо, що мантія поділяється на верхню і нижню. Саме межа між ними знаходиться на глибині 900-1000км. Нижня мантія – найбільш спокійна частина Землі. Досліджено, що у верхній мантії виникають зміни, які зумовлюють вулканічну діяльність і землетруси. Верхній шар мантії – астеносфера (80-200км) знаходиться у майже розплавленому стані і при пониженні тиску перетворюється на магму. Магма піднімається вгору і може вилитись на поверхню Землі. Зазначаємо, мантія - найбільша за об'ємом частина планети (4/5 об'єму Землі). Речовина мантії перебуває у твердому стані. Лише на глибині близько 150-200 км від поверхні у верхній частині мантії в'язкий шар - астеносфера. Температура речовини мантії з наближенням до поверхні Землі знижується від 4000° до 1000 °С.

Доведено, що вище мантії лежить *земна кора* - верхня тверда оболонка Землі, яка складається з гірських порід і мінералів. Порівняно з товщиною мантії та ядра - це тонка плівка. Товщина земної кори коливається від 5-10 км під океанами до 80 км - у найвищих горах на суходолі. Земна кора разом з верхньою частиною мантії до шару астеносфери утворює тверду оболонку Землі - літосферу. Середня товщина літосфери становить 150-200 км. Потужність літосфери під океанами сягає 5 - 100 км (мінімальна під серединно-океанічними хребтами, максимальна на периферії океанів), під континентами - 25 - 200 км і більше (мінімальна - під молодими гірськими утвореннями, вулканічними дугами і континентальними рифтовими зонами, максимальна - під щитами древніх платформ). Найбільша потужність літосфери спостерігається на найменш прогрітих, а найменша - на найбільш прогрітих ділянках. Зазначимо, що за середню глибину нижньої міжземної кори прийнята цифра 33 км На цій глибині в середньому розташована так звана сейсмічна межа, яка характеризується різким збільшенням швидкостей проходження сейсмічних хвиль і нижче якої розташовується друга внутрішня геосфера – мантія. Вперше це явище було виявлено югославським сейсмологом А. Мохоровичичем на честь якого сама межа дістала назву поверхні Мохоровичича.

У земній корі виділяють 3 шари: 1) *осадовий*, утворений осадовими породами (пісок, глина, гіпс, кам'яна сіль, фосфорити, доломіти, вугілля, нафта, торф). Потужність цього шару 3км, середня щільність 2,5г/см³; 2) *гранітний*, утворений переважно кислими магматичними породами (граніт, ліпарит, ліпаритовий порфірит, кварц, рогова обманка); 3) *базальтовий*, утворений основними магматичними породами (базальт, габбро, олівін). Потужність цього шару 30км, щільність 2,8-2,9 г/см³. Океанічний тип літосфери складається з 2-х шарів (осадового та базальтового).

Осадовий шар складається з м'яких та переважно пухких порід, що утворилися в результаті осадження речовини водою та вітром, а також льодовиками на поверхні Землі. Гранітний шар складений переважно магматичними та метаморфічними породами з середнім вмістом кремнезему 60%. Базальтовий шар залягає під гранітним і має потужність 5–30 км. Вміст кремнезему значно нижчий, ніж у гранітному шарі.

Земна кора складається із різних за походженням груп гірських порід (магматичними, метаморфічними, осадовими), які складені мінералами, а останні хімічними елементами. Виходячи з концепції ієрархічної організації природної речовини, про склад земної кори можна судити через послідовне вивчення хімічних елементів, мінералів і гірських порід. До складу земної кори входять усі хімічні елементи, але 8 з них (O, Si, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K) становлять 99% від маси, 80 % складу земної кори припадає на долю кисню, кремнію та алюмінію. Хімічний склад ґрунту відрізняється від складу земної кори. В ґрунті міститься в 20 разів більше вуглецю в 10 разів більше азоту, а вміст Al, Fe, Mg, Ca, Na, K дещо нижчий, ніж у літосфері.

Найбільші структурні одиниці літосфери - літосферні плити, розміри яких у поперечнику становлять 1 - 10 тис. км. Під континентами і океанами літосфера переходить в астеносферу, твердість і в'язкість речовини якої нижчі, ніж у літосфері. Разом з астеносферою літосфера утворює тектоносферу Землі, в якій відбуваються основні геологічні процеси. На сьогодні, земну кору вивчено значно краще, ніж глибинні сфери Землі. Як показали геофізичні дослідження, в будові земної кори беруть участь три шари порід. Верхній шар називається осадовим, бо він складений переважно осадовими породами: пісками, глинами, вапняками та іншими. Поширений майже скрізь на планеті, але його товщина коливається в значних межах - від кількох метрів на виходах на поверхню давніх кристалічних порід до 15 км в Баренцовому морі. Середній шар називається гранітно - метаморфічним за його схожість за щільністю з магматичними породами - гранітами. Поширений переважно під материками, товщина його змінюється від 0 до 20 км. Верхня частина гранітів в деяких районах, наприклад на Кольському півострові, в північних і центральних районах України, виходить на земну поверхню і доступна для безпосереднього вивчення. Нижній шар земної кори найменш досліджений, умовно названий базальтовим внаслідок схожості за щільністю з цією гірською породою. Має повсюдне поширення, а товщини його коливаються від 3 до 40 км.

Типи земної кори. Ізостазія. Особливості будови земної кори під континентами і океанами стали причиною поділу її на два типи: континентальну і океанічну. Границя між ними не збігається з межами материків і океанів, вона проходить по океанічному дну на глибинах 2000- 3500 м. Досить часто виділяють ще третій тип земної кори - перехідний: в цій зоні спостерігається чергування ділянок континентальної та океанічної кори. Континентальний тип земної кори найтовщий. Мінімальна товщина становить близько 20 км, - на стику з океанічною корою, максимальна, до 75 км, - під гірськими хребтами Тибету, Тянь-Шаню, Паміру. В цьому типі здебільшого добре виражені всі три шари порід - осадові, гранітні та базальтові. Океанічний тип земної кори має малу товщину (5-20 км) при значному поширенні. Характерна його особливість - відсутність гранітного шару. Тому осадові породи незначної товщини залягають безпосередньо над базальтовими. Для перехідного типу земної кори характерна велика контрастність, властива зонам сучасних геосинкліналей. До перехідного типу належить ділянка кори під Курильською дугою, ділянки, зайняті Чорним, Середземним, Червоним і Карибським морями, а також деякі підводні хребти. Утворення перехідного типу кори пов'язане з активним гороутворенням.

Важливі дані про будову і товщину земної кори на одних і тих самих широтах дають гравіметричні дослідження за допомогою вивчення сили тяжіння. Її величина є рівнодійною притягання маси Землі і відцентрової сили обертання планети. Гірські хребти створюють у верхніх шарах додаткову масу і тому повинні б збільшити величину сили тяжіння пропорційно масі гір. В океанах же густина води близько 1 г/см³, тому сила тяжіння над її поверхнею повинна б бути меншою, ніж в горах. Низинні райони на суші займають проміжне положення, сила тяжіння тут матиме середньоширотні значення. Вимірювання показали, що фактично сила тяжіння на одній і тій самій паралелі скрізь практично однакова. Це означає, що в горах вона менша від нормальної, тобто тут проявляється, як прийнято говорити, від'ємна гравіметрична аномалія, на морі сила

тяжіння більша розрахункової і аномалія тут додатна, на низовинах величини сили тяжіння близькі до розрахункових.

Такий розподіл сили тяжіння та її аномалій пояснюють *ізостазією* - зрівноваженням ваги земної кори різної густини на верхній мантії. Гірські хребти мають глибокі, але легкі "корені", а океанічне дно складене переважно важкими базальтовими породами. Якщо десь порушена рівновага від зміни навантаження, земна кора поступово спливає (наприклад при руйнуванні гір, таненні льодовиків та ін.) або занурюється в мантію, якщо її вага збільшується. Таким чином, земна кора ніби "плаває" на верхній мантії, а нижня межа кори дзеркально відображає рельєф поверхні Землі. У цьому відношенні кора нагадує айсберг в океані. Згідно із законом Архімеда, всі айсберги, щоб вони могли плавати, мають бути глибоко занурені у воду. Чим вищий айсберг, тим більша його підводна частина. Цей закон можна застосувати і для земної кори - материки мають товстішу кору ніж опущені простори океанічного дна. Описане явище ізостазії означає, що океан — це не тільки результат наявності води в ньому; поділ земної поверхні на сушу і море зумовлений різною будовою надр Землі. Материки не можуть опуститися нижче рівня Світового океану, бо вони складені головним чином легкими гірськими породами. У будові океанічного дна переважають більш важкі породи.

Нині думки щодо поділу земної кори на різні типи дотримуються не всі вчені. Деякі геологи вважають, що земна кора скрізь на Землі однакова. Виявлені ж відмінності в характері проходження сейсмічних хвиль і розподілі сили тяжіння пояснюються тим, що кора під океаном зазнає величезного тиску водних мас і насичена водою. Це і змінює її властивості. Так, результати аналізів гірських порід, взятих з Кольської надглибокої Важливі дані про будову земної кори дають відомості, одержані в процесі глибокого буріння свердловини, виявилися досить несподіваними. Там, де за геофізичними даними передбачалася наявність базальтового шару (у зв'язку з різкою зміною швидкості проходження хвиль), свердловина пересікла світлі архейські гнейси. Це змінені, чи метаморфізовані, гірські породи осадового або магматичного походження з високим вмістом кремнезему, одна з головних складових частин гранітного шару. Надглибоке буріння ще раз показало, наскільки складні природні процеси і яка непроста будова кори. У даному випадку різка зміна швидкостей хвиль пов'язана не з переходом від гранітного шару до базальтового, а з розуцільненням порід за рахунок утворення тріщин в процесі звільнення води з кристалічних сіток мінералів під впливом високого тиску і температури.

Результати глибокого буріння змінили уявлення про характер розподілу температур в надрах Землі. Раніше вважалося, що в межах Балтійського щита й у подібних йому регіонах збільшення температур з глибиною незначне. Очікувалося, що на глибині близько 7 км температура досягає 500, а 10 км - 100°. Насправді температура виявилася значно вищою. До глибини 3 км температура збільшувалася на 1° через кожні 100 м, що відповідало розрахункам. Але далі її приріст досяг 2,5° на кожні 100 м, і, таким чином, на глибині 10 км температура виявилася рівною 180°. Допускають, що висока температура - наслідок інтенсивного теплого потоку, який іде від розігрітої мантії. Щоб краще вивчити глибинну будову Землі, передбачається закласти кілька нових надглибоких свердловин у різних районах Землі. Деякі з них повинні досягнути границі Мохоровичича. Це означає, що в недалекому майбутньому до рук учених попадуть унікальні зразки геологічних порід. Глибоке буріння дозволить виявити родовища корисних копалин, розширить уявлення людей про будову надр Землі.

За останніми даними вік найбільш давніх гірських порід земної кори досягає приблизно 3,8 млрд. років. Для визначення віку гірських порід у роках науковці застосовують декілька геохронологічних методів, основаних на явищі радіоактивного розпаду. Використовують головним чином радіоактивні ізотопи урану, торію, рубідію калію, вуглецю і водню. Для деяких спеціальних робіт застосовують також багато інших ізотопів. Зазначені ізотопи нестабільні, вони постійно розкладаються з характерними швидкостями розпаду, які виражають періодами напіврозпаду. Для того щоб визначити

вік, необхідно знайти відношення новоутвореного елемента до маси материнського елемента. Радіоактивні ізотопи відіграють роль атомного годинника, який почав свій хід з моменту кристалізації мінералу. Найточніший метод визначення абсолютного віку порід полягає в обчисленні відношення кількості радіоактивного урану до кількості свинцю, що міститься в розглядуваній породі. Свинець є кінцевим продуктом довільного розпаду урану. Швидкість цього процесу відома точно, і змінити її не можна жодним способом. Чим менше урану лишилось і чим більше свинцю стало в породі, тим більший її вік.

З методів визначення відносного віку найбільшою популярністю користуються стратиграфічний, петрографічний і палеонтологічний методи. Стратиграфічний метод базується переважно на вивченні положення гірських порід у земній корі. Шари, які в просторовому положенні залягають вище розглядуваних, вважаються за часом утворення більш молодими, ніж підстилаючі їх породи. Петрографічним методом розв'язується питання про вік шляхом зіставлення мінерального складу, виду і умов утворення порід, виходи яких просторово не збігаються. Найбільш широко і ефективно застосовують у геологічній практиці палеонтологічний метод, оснований на вивченні викопних решток вимерлих організмів. Достовірно встановлено, що в різновікових пластах осадових порід зустрічаються специфічні комплекси залишків організмів, які характеризують розвиток тваринного і рослинного світу в ту чи іншу геологічну епоху. Порівняння цих залишків дає можливість судити про відносний вік гірських порід і скласти уявлення про еволюцію органічного світу Землі за певний геологічний період.

Геохронологія земної кори - це поділ геологічного часу на більш дрібні одиниці часу. Геологічну історію Землі поділяють на ери, періоди та епохи. Геохронологічна шкала була прийнята для загального користування на другій сесії Міжнародного геологічного конгресу в 1981 р. Геологічні дані свідчать, що уже в архейську еру існувала земна кора, яка була складена породами, подібними до сучасних кристалічних і осадових. Звідси випливає припущення, що основні геологічні процеси відбувалися так, як і в пізніші епохи, - з участю води й повітря. Існували материки і океани, відбувалися зміни пір року, періоди потепління змінювалися похолоданням з утворенням льодовиків. З того часу намітилася загальна тенденція розвитку структури земної кори в бік розростання платформ за рахунок геосинкліналей. Наприкінці архейської - на початку протерозойської ери проявилися найдавніші складко утворювальні рухи, які привели до виникнення перших платформ, або протоплатформ. У кінці протерозою на величезних просторах відбувалася інтенсивна складчастість, яку названо байкальською. Вона викликала підняття грандіозних складчастих структур гірських областей, названих байкалідами. Численними розломами з надр на поверхню Землі піднімалися лавові потоки магми, які істотно збільшували товщину земної кори.

Науковці доводять, що з докембрійським етапом пов'язане формування основних родовищ різних корисних копалин - руд чорних і кольорових металів, рідких і розсіяних елементів, золота, фосфоритів, алюмінієвої сировини, графіту, слюди, кварцу, лабрадориту, граніту, мармуру та ін. В цей час утворилися родовища залізних руд Кривого Рогу і Курської магнітної аномалії, багато інших нині добре відомих і розроблюваних родовищ на території давніх тектонічних структур. У палеозойську еру відбувалися два великі тектонічні цикли: каледонський і герцинський. Каледонський тектонічний цикл (нижній кембрій - силур) почався загальним підняттям материків та гороутворенням. У середині циклу підняття змінилися опусканням, підсилювся вулканізм. Останній етап цього циклу відзначався новими підняттями та складкоутворенням. Кожний етап циклу означав регресію або трансгресію моря, які супроводжувалися змінами клімату. Герцинський цикл охоплював нижній девон, карбон і перм. У цілому він повторює етапи каледонського циклу: загальне підняття змінюється опусканням, наприкінці його знову відбувається підняття. Кожний етап цього тектонічного циклу викликав зміни в розподілі суші і моря, впливав на будову земної кори.

Значні зміни в розвитку земної кори відбулися також в мезозойськокайнозойському (альпійському) тектонічному циклі. На цьому етапі розвитку Землі, який мав багато спільного з обома попередніми циклами, значного розвитку набув тваринний світ. Саме завдяки інтенсивній діяльності живих організмів, а також з їх залишків утворилися специфічні гірські породи і корисні копалини органогенного походження. Значні території суші в Південній півкулі покриті льодовиками. Найновіший етап почався в четвертинному періоді. На його початку розвинулося могутнє зледеніння на півночі і в помірних широтах Європи і Північної Америки. Площа максимального дніпровського зледеніння дорівнювала 47 млн км. Найзнаменитішою подією цього етапу стала поява розумної істоти - людини, тому й період називається ще антропогенним. На сучасному етапі внаслідок своєї господарської діяльності людство все більш активно впливає на розвиток природних процесів.

Хімічний і речовинний склад земної кори. Відзначаємо, що земна кора складається в основному з дев'яти елементів, на які припадає 99,79 %. Серед решти переважають титан, фосфор, марганець, фтор, сірка, стронцій, барій, вуглець, хлор, нікель. Тому, попри велику кількість можливих комбінацій хімічних елементів, число основних породоутворюючих мінералів у цілому невелике. Декілька елементів - таких, як золото, срібло, мідь, сірка, платина, вуглець у формі графіту і алмазу - зустрічаються в чистому вигляді, але більшість - у вигляді хімічних сполук. Оскільки вміст кисню в земній корі є найбільшим, то хімічні сполуки з ним інших елементів особливо поширені. Кремній та алюміній, які займають відповідно друге і третє місце, найчастіше входять до складу силікатних мінералів. Силікати - це сполуки кремнію і кисню з іншими елементами - такими, як алюміній, натрій, калій, залізо і магній. Порівняно рідше мінеральні сполуки містять карбонати, сульфідні, сульфатні, хлоридні, фосфатні, гідроксидні, нітратні і борати. Вміст у земній корі найбільш поширених елементів (за О.П. Виноградовим): кисень - 47,2% від загальної маси, натрій - 2,64 %, кремній - 27,6 %, калій - 2,6%, алюміній - 8,8%, магній - 2,1%, залізо - 5,1 %, водень - 0,15 %, кальцій - 3,6 %. Усі решта 0,21%.

Проте, хімічний склад у земній корі безперервно оновлюється. Пояснюється це постійним переміщенням хімічних елементів у складі газів, водних і твердих розчинів. Завдяки міграції елементів між різними шарами кори, а також між материками і океанами здійснюється взаємний обмін речовиною. Але дослідження хімічного складу континентального й океанічного типів кори показали, що між ними є помітні відмінності: в континентальній земній корі підвищений вміст оксидів кремнію, натрію, калію і фосфору, в океанічному типі оксидів алюмінію, кальцію, заліза, титану, марганцю. Хімічний склад земної кори, маса якої становить лише 1 % маси планети, відмінний від складу Землі в цілому. За даними О.Є. Ферсмана, найпоширенішими елементами Землі є (% маси): залізо - 39,76; кисень - 27,71; кремній - 14,53; магній - 8,69; нікель - 3,46; кальцій - 2,32; алюміній - 1,79; сірка - 0,64; інші - 1,1. Середній хімічний склад земних порід близький до складу більшості метеоритів. Таку ж схожість засвідчили дослідження ґрунту Місяця, доставленого на Землю автоматичними станціями і астронавтами. Таким чином, зіставлення хімічного і мінерального складу метеоритів та інших тіл Сонячної системи свідчить про єдність походження матерії внутрішніх планет. У природі мінерали (однорідні за складом і будовою хімічні сполуки або однорідні елементи) зустрічаються у твердому, рідкому або газоподібному стані. Основну масу складають тверді мінерали. Кристали мінералів мають форму багатогранників, для них характерне строго закономірне розташування атомів, з яких вони складаються.

Мінерали визначаються з допомогою спеціальних методів дослідження за кольором, блиском, спайністю, зломом, твердістю, кольором риски, питомою масою, розчинністю, магнітними властивостями, заломленням світлових і рентгенівських променів. У природних умовах мінерали складають різні сполучення і утворюють гірські породи, які за походженням поділяють на три групи: магматичні, осадові, метаморфічні. Основну масу земної кори складають магматичні гірські породи (близько 95 % її маси).

Поверхня ж Землі на 75 % складена осадовими породами і на 25 % -магматичними і метаморфічними породами. Магматичні породи утворюються з магми або лави (вилитої на поверхню магми). Породи, що утворилися з магми на глибині, називаються інтрузивними, а на поверхні - ефузивними.

Осадові гірські породи бувають уламкового, органічного і хімічного походження. Відомо, що під дією тепла та холоду, вологи, вітру гірські породи постійно руйнуються, розпадаються на уламки, пісок, пил, мул. Текучі води, льодовики, вітер зносять цей вивітрений матеріал у моря, озера, низовини. Найбільша кількість піщаного і мулистого матеріалу осідає в морях і океанах. Спочатку він представляє собою напіврідку масу, але пізніше під тиском нових шарів ущільнюється і згодом перетворюється в тверду осадову породу: пісок - у пісковик, глина - в глинистий сланець. Ці гірські породи уламкового походження. Осадові породи органічного походження утворюються в результаті нагромадження органічних решток після відмирання тварин та рослин. Так, наприклад, органічного походження є крейда, яка складається головним чином з панцирів дрібних одноклітинних водоростей і мікроскопічних раковин корененіжок. Органічне походження має багато вапняків і такі корисні копалини, як кам'яне та буре вугілля. Осадові породи хімічного походження утворюються в результаті випадання з водних розчинів різноманітних розчинених речовин (кам'яна сіль).

Метаморфічні гірські породи утворюються в процесі глибинного перетворення осадових і магматичних порід, які, будучи похованими під пластами нових нашарувань, опиняються в умовах великого тиску і високої температури. Інколи відбувається повне переплавлення порід, внаслідок чого з граніту та одночасно з осадових порід утворюється гнейс, а наприклад, з рихлого пісковика - дуже твердий кварцит. Перекристалізація вапняку приводить до утворення мармуру. Метаморфічні породи відрізняються специфічним мінеральним складом і набувають нових текстурних ознак, наприклад сланцюватості. До числа найпоширеніших метаморфічних порід належать глинисті сланці, гнейси, кварцити, мармури, скарни, роговики.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому проявляється будова, склад і властивості зовнішніх і внутрішніх геосфер Землі?
2. Опишіть основні методи дослідження внутрішніх геосфер?
3. Охарактеризуйте основні властивості ядра Землі?
4. Охарактеризуйте основні властивості мантії Землі?
5. Охарактеризуйте основні типи земної кори?
6. Охарактеризуйте особливості підстилаючих порід земної кори?
7. У чому проявляється процес ізостазії?
8. Що являє собою границя Мохоровичича?
9. Опишіть процес геохронології земної кори?
10. Охарактеризуйте хімічний склад земної кори?
11. Охарактеризуйте речовинний склад земної кори?
12. Охарактеризуйте процеси утворення основних типів гірських порід?

Тема 3. Мінерали - складові земної кори

1. Породоутворюючі мінерали та їх фізичні властивості. Генезис та діагностичні ознаки магматичних гірських порід, форми залягання.
2. Умови формування осадових гірських порід, форми залягання.
3. Поняття про мінерали. Агрегатний стан і внутрішня будова мінералів, методи її дослідження.
4. Сучасні методи вивчення речовинного складу і будови гірських порід.

Рекомендована література: 1, 2, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 13, 14, 15

Ключові поняття: *породоутворюючі мінерали, магматичні гірські породи, інтрузивні гірські породи, гіпабісальні гірські породи, ефузивні гірські породи, ультраосновні гірські породи, основні гірські породи, середні гірські породи, кислі гірські породи, афанітова порода, осадові гірські породи, уламкові гірські породи, глинисті гірські породи, хіміко-органогенні гірські породи, мінерали, критерії систематики мінеральних видів, мінералогія, біогенні мінерали, антропогенні мінерали, методи дослідження мінералів, методи дослідження гірських порід*

Породоутворюючі мінерали (П.м.) - мінерали, які є постійними складовими гірських порід і визначають їх основні фізичні властивості. Найпоширеніші породоутворюючі мінерали – силікати (75 % маси земної кори). Зокрема поширені кварц, польові шпати, слюда, амфіболи, піроксени, олівін, глинисті мінерали та інші. Розрізняють головні (складають основну масу породи), другорядні й акцесорні мінерали (до 1 % породи). Розрізняють також м'які, середньої міцності та тверді породи з відповідними значеннями граничної напруги на стиск: 100, 100–150 і понад 500 кг/см². Інша система класифікації включає слабкі, середні та міцні породи з граничною напругою на стиск відповідно 200–1200, 1200–2400 і 2400–4000 кг/см². Хімічні елементи, що складають головні П.м., називають петрогенними (Si, Al, K, Na, Ca, Mg, Fe, C, Cl, F, S, O, H).

Таблиця 1.

Вміст найбільш розповсюджених породотвірних мінералів у земній корі	
Мінерал	Вміст, %
<u>Плагіоклаз</u>	42
<u>Калієвий польовий шпат</u>	22
<u>Кварц</u>	18
<u>Амфіболи</u>	5
<u>Піроксени</u>	4
<u>Біотит</u>	4
<u>Магнетит, Ільменіт</u>	2
<u>Олівін</u>	1,5
<u>Апатит</u>	0,5

Магматичні гірські породи є складовою частиною літосферної тріади. Магматичні породи складають понад 90 % маси літосфери. Вивержені гірські породи утворилися з розплавленої магми, що піднялася з глибин Землі і отверділа при охолодженні. Різні умови охолодження магми призвели до утворення вивержених (ефузивних) та інтрузивних порід з різною будовою і властивостями. Залежно від того, де відбувається застигання магми - на глибині чи на поверхні земної кори, - магматичні гірські породи бувають двох типів: інтрузивні (глибинні) та ефузивні (поверхневі). Інтрузивні породи утворюються в умовах високих температур, великих тисків та повільного охолодження магми, коли атомні та молекулярні частки встигають утворити ті або інші стійкі хімічні сполуки у вигляді добре сформованих кристалів. Типовими представниками глибинних гірських порід є граніти, гранодіорити та інші.

Під час виливання (ефузії) магми на земну поверхню або дно океану вона поптрапляє в умови значно нижчих температур і тисків, ніж ті, за яких вона виникла. У цих умовах розплав не встигає повністю розкристалізуватися і тому ефузивні породи у своєму складі вміщують певну кількість аморфних мінералів (вулканічне скло і т. ін.). У бульбашкових лавах, що застигли, часто зустрічаються округлі порожнини, які свідчать про відділення великої кількості газоподібних продуктів внаслідок різкого зменшення зовнішнього тиску. Будова ефузивних гірських порід ніколи не буває повнокристалічною

(що видно на прикладі таких порід, як ліпарит, кварцовий порфір, дацит, андезит, везувіан і т. ін.). *Магматичні (ефузивні)* породи в умовах виходу на денну поверхню знаходяться під дією процесів вивітрювання. Внаслідок цього відбувається руйнування первинних і утворення вторинних мінеральних компонентів.

Особливе значення під час діагностики магматичних порід має аналіз їхніх структур і текстур. Структура магматичних порід залежить від умов кристалізації магми, її складу та наявності летючих сполук. За розмірами зерен виділяють рівномірнозернисті та нерівномірно-зернисті структури. Перші є характерними для глибинних (абісальних) порід, які довгий час формуються у стабільних, фізико-хімічних умовах. А інші виникають за різкої зміни фізико-хімічних умов кристалізації, що призводить до утворення порфіровидних структур - від повнокристалічних і порфірових - до напівкристалічних та скловидних порід. Для порфірових структур, що найчастіше утворюються під час виливання магми на поверхню, характерною є наявність крупних кристалів на фоні середньо- або дрібнозернистої основної маси.

Класифікація магматичних гірських порід: 1. *За умовами утворення:* інтрузивні, гіпабісальні, ефузивні, експлозивні. 2. *За хімічним складом:* ультраосновні, основні, середні, кислі. 3. *За структурою:* афанітові, криптокристалічні, фенокристалічні.

Інтрузивні гірські породи (І.г.п.) (англ. *intrusive rocks, intrusive igneous rocks, irruptive rocks*) - магматичні гірські породи, що утворилися внаслідок кристалізації магми в глибинах земної кори. Формуються в умовах повільного охолодження магми під високим тиском і за активної участі легких компонентів. Мають повнокристалічну структуру, текстура порід звичайно масивна. За глибинами утворення розрізняють І.г.п.: *абісальні*, які утворилися на великих глибинах (понад 5 км), *мезоабісальні* - на середніх, *гіпабісальні* - на невеликих глибинах. І.г.п. поділяють за вмістом кремнезему ($Y\%$) на: *кислі* - 64-78; *середні* - 53-64; *основні* - 44-53 та *ультраосновні* - 30-44.

В Україні І.г.п. входять до складу кристалічного фундаменту. Значною мірою вони складають Український щит, де представлені переважно гранітами багатьох мінералогічних різновидів. Окремі масиви щита складені основними породами (габро, габро-норитами, лабрадоритами) і гранітами із вмістом лужних та сублужних темно-барвних мінералів. На Українському щиті поширені також інтрузії невеликого розміру, наприклад, дайки та міжпластові тіла основних порід. Штокоподібні інтрузії габро і піроксенітів є у Донбасі, діоритів та інтрузивно-ефузивних порід - в Карпатах.

Гіпабісальні гірські породи (Г.г.п.) - загальна назва магматичних гірських порід, що утворилися на невеликих глибинах в товщі земної кори. За умовами залягання, складом і структурами гіпабісальні гірські породи займають проміжне положення між глибинними (абісальними) і ефузивними гірськими породами. Складають порівняно невеликі (не більше сотень км²) інтрузивні тіла (дайки, сілли, штоки, лаколіти, корені вулканів). Найпоширеніші середньо- і дрібнозернисті порфіровидні гіпабісальні гірські породи. Вони широко розвинуті в периферійних зонах складчастих геосинклінальних поясів, на платформах і в океанічних структурах. **Ефузивні гірські породи (Е.г.п.)** - магматичні гірські породи, що утворилися внаслідок застигання вулканічної лави на земній поверхні. Поширені на території України. Структура - порфірова, текстура - пориста, пузириста. **Ультраосновні гірські породи (У.г.п.)** - магматичні породи, які у своєму складі містять до 45% кремнезему (SiO_2). Колір чорний або темно-зелений, велика густина і щільність. Ці породи можуть бути тільки інтрузивного походження. Ультраосновні гірські породи - група магматичних гірських порід, які не містять польових шпатів; бідні на кремнезем - його вміст в У.г.п. досягає 30-45 мас.%. У складі У.г.п. порід багато магнію й заліза; головними породотвірними мінералами є олівін, піроксени і амфіболи (перидотити, піроксеніти, дуніти та інш.). У.г.п. мають важливе металогенічне значення. З ними пов'язані великі родовища хромітів, азбесту, платини, алмазів, силікатних нікелевих і сульфідних мідно-нікелевих та залізних руд, глиноземистої і фосфорної сировини,

рідкісних металів, слюди, вогнетривів, дорогоцінних каменів. Розміщення інтрузій У.г.п. часто контролюється великими глибинними розломами. До них належать: дуніт, перидотит, піроксеніт, горнблендит, кімберліт, олівініт.

Основні гірські породи (О.г.п.) (англ. *basic rocks*) - магматичні гірські породи, відносно бідні на кремнезем (до 55%) і багаті на кальцій та магній. Головні породотвірні мінерали основних гірських порід: основні плагіоклази (близько 50%), моноклінні та ромбічні піроксени, магнетит, олівіні тощо. Вони поділяють на інтрузивні та ефузивні. Поширені в основному в літосфері Землі, Місяця, Венери, Марса. На Землі основні породи переважно поширені в океанічній корі, а на континентах базальти більш ніж в 5 раз перевищують за об'ємом всі інші магматичні гірські породи. Вони є похідними мантийних магм, склад яких є індикатором певного геодинамічного режиму: океанічні рифти - толейтові базальти; гарячі точки - сублужні і лужні базальти; континентальні рифти - асоціація толейтових і лужних базальтоїдів; острівні дуги і активні континентальні околиці - вапняково-лужні базальти. З кожною серією основних гірських порід пов'язані специфічні корисні копалини (руди міді, нікелю, платини, рідкісних елементів), а самі вони використовуються у будівельній індустрії. На території України є на Донбасі, Закарпатті та в межах Українського щита.

Середні гірські породи (С.г.п.) (англ. *intermediate rocks, neutral rocks, semibasic rocks*) – магматичні (вивержені) гірські породи, що містять 53-64±2% кремнезему. За хімічним і мінеральним складом С.г.п. поділяються на дві гілки: нормальну і сублужну (калієву). До нормального ряду належать діорити і їх аналоги андезибазальти (андезитобазальти), а також кварцові діорити і їх ефузивний еквівалент – андезити. До сублужного ряду належать вапняно-лужні сієніти і їх аналоги – трахіти, а також перехідні породи від діоритів до сієнітів – монцодіорити і монцоніти і від андезитів до трахітів – латити. Часто виділяють також третю – лужну гілку С.г.п., відносячи до неї лужні сієніти і лужні трахіти. В мінеральному складі глибинних С.г.п. нормального ряду домінують середній плагіоклаз - андезин і звичайна рогова обманка; нерідко з'являються також піроксени (в осн. авгіт) і біотит. У С.г.п. сублужного ряду значна кількість калієвого польового шпату, а основність плагіоклазу може знижуватися до олігоклазу. Вміст кварцу в найбільш кислих членах групи (кварцових діоритах) до 20%, у діоритах і сієнітах до 5%. За поширеністю в земній корі серед С.г.п. глибинні породи різко поступаються виливним, насамперед андезитам, що займають 2-е місце після базальтів (бл. 23% усіх вивержених порід); особливо поширені андезити й андезито-базальти в зонах континентальних окраїн і острівних дуг. Інтрузивні С.г.п. набагато менш поширені і складають, як правило, невеликі масиви, з якими нерідко бувають пов'язані рудні родовища. Лужні й сублужні С.г.п. зустрічаються г.ч. в областях тектономагматичної активізації.

Кислі гірські породи (К.г.п.) (англ. *acidic rocks, siliceous rocks, persilicic rocks*) – група магматичних гірських порід, у хімічному складі яких кремнезем становить 65...80 % (наприклад: граніти, гранодіорити, пегматити, туфи). Головні мінерали: кварц (20-30%), лужний польовий шпат (ортоклаз, рідше - мікроклін, санідин для вулканіч. відмін 25-35%), кислий плагіоклаз (альбіт - олігоклаз, рідше - андезин, 20-30%), кольорові мінерали (біотит, амфібол, піроксени - 5-15%); акцесорні – апатит, циркон, ортит, сфен, магнетит, ільменіт та інші. У залежності від генезису К.г.п. відносять або до плутонічного (повнокристалічна структура), або до вулканічного класу (порфірова структура зі склом). За хімічним складом поділяють на нормальні, сублужні і лужні.

Афанітова порода (англ. *aphanite*) - щільна тонкозерниста магматична порода, дрібні кристалічні мінеральні зерна якої не розрізняються неозброєним оком (напротивагу фанериту - явнокристалічній гірській магматичній породі, де мінерали видно неозброєним оком). Така текстура є результатом швидкого охолодження у вулканічному або гіпабісальному середовищі. Як правило, текстура цих порід не є такою, як у вулканічного скла (наприклад, обсидіан), при цьому вулканічне скло є

некристалічним (аморфним) і має склоподібний зовнішній вигляд. Афаніти зазвичай складаються з дуже дрібнозернистих мінералів, таких як плагіоклаз, польовий шпат, можуть містити також біотит, кварц, ортоклаз.

Класифікуються відповідно до розміру кристалів, текстури, хімічної композиції або способу утворення. Складаються переважно з оксиду кремнію і по вмісту кремнію поділяються на групи: кислотні (більше 60 % оксиду кремнію), середні (55-60 %), базитові (45-55 %) і ультрабазитові (до 45 %). Гірські породи вулканічного походження, що утворилися під поверхнею Землі, називають плутонічними або *інтрузивними*, в залежності від глибини утворення. Вони мають великі кристали через повільне остигання, наприклад, долерит і граніт. Ті, що з'являються в результаті екструзії на поверхні, називаються *екструзивними* або вулканічними. Завдяки швидкому остиганню, кристали менші, прикладом є базальт. Залежно від характеру вивержень розрізняють вулканічні гірські породи ефузивні, які утворюються в результаті виливання й охолодження лави, та вулканогенно-уламкові (продукти вибухових вивержень) - пірокластичні гірські породи. Останні поділяються на пухкі (вулканічний попел, пісок, вулканічні бомби тощо), ущільнені і зцементовані (туфи, туфо-брекчії й ін.). Крім того, виділяють проміжні типи вулканічних гірських порід - туфолави (виникли з пінистих лавових потоків) та ігнімбрити (вулканогенно-уламковий матеріал, що спікся). Форма ефузивних тіл визначається в'язкістю лав і їх температурним режимом. Покривала і потоки характерні для малов'язких базальтових лав.

Ефузивні і пірокластичні вулканічні гірські породи можуть залягати у вигляді стратифікованих товщ. Вулканічні гірські породи класифікують за хімічним складом, структурно-текстурними особливостями і за ступенем збереження речовини порід. За хімічним складом ефузивні вулканічні гірські породи поділяються на лужноземельні, гірські породи лужні; гірські породи основні (недонасичені кремнекислотою), гірські породи середні (насичені кремнекислотою) і гірські породи кислі (перенасичені кремнекислотою). Древні ефузивні гірські породи називаються палеотипними, а незмінні - кайнотипними.

Найпоширеніші кайнотипні породи - базальти, андезити, трахіти, ліпарити, а їх палеотипні аналоги за хімічним складом - відповідно діабази, базальтові і андезитові порфірити, трахітові і ліпаритові порфіри. До уламкових вулканічних гірських порід поряд із пірокластичними належать і вулканогенно-осадові породи. Вулканічні гірські породи застосовують як будівельний і облицювальний камінь, для кам'яного лиття, в керамічній промисловості, як добавки до цементу та бетону. На території України вулканічні гірські породи поширені на Закарпатті, в межах Українського Кристалічного щита. Найстародавнішими виверженими породами нижньоархейського віку є породи дніпровського інтрузивного комплексу. Залягають вони на площах Середнього Придніпров'я, від Кременчука і Кривого Рогу на заході і до Оріхово-Павлоградської смуги - на сході. Представлені плагіогранітами і зв'язаними з ними мігматитами, діоритами, а також гнейсовидними тоналітами. Серед них розрізняють порфіровидні і непорфіровидні різновидності сірого і темно-сірого кольору. Складені вони плагіоклазом і кварцем, відносно багаті на біотит, іноді в них присутні амфібол, ортоклаз, мікроклін, мусковіт, епідот, хлорит, граніт. Ці породи складають масиви плагіогранітів і мігматитів біля Верхньодніпровська, Дніпропетровська і вниз по р. Дніпро до м. Запоріжжя.

Осадові гірські породи - гірські породи, що утворилися на поверхні літосфери внаслідок вивітрювання та перевідкладення давніх порід різного походження, випадіння речовин із розчинів, нагромадження решток рослинних і тваринних організмів та продуктів їх життєдіяльності, вулканічного матеріалу та матеріалу, що надходить з космосу. Зокрема, утворюються при нагромадженні і цементуванні відкладів, які приносяться водою, вітром, льодом або силою тяжіння. Відзначаємо, що *осадові гірські породи* покривають понад 2/3 поверхні Землі і складаються з трьох основних категорій:

уламкові, осаджувані хімічно й органічних. Уламкові осадові породи найбільша група, що складається з уламків гірських порід, тобто глини, піску і гравію. До осаджуваних хімічно належать вапняки, гірські породи крейди, і відклади типу гіпсу та нальоту (гірська сіль). Вугілля, нафта, вапняк, що складається з викопних матеріалів, є прикладами органічних осадових порід. Осадові породи поділяються на чотири генетичні групи: уламкові (теригенні), глинисті, хомогенні, органігенні. Між зазначеними групами існують різноманітні переходи, які приводять до формування порід змішаного складу.

Слід відзначити, що різний генезис осадових порід є причиною їхнього великого різноманіття і неможливості об'єднання окремих груп за структурною ознакою. Тому структуру розглядають окремо для глинистих і уламкових порід, з одного боку, та хомогенних і органігенних - з іншого. Уламкові та глинисті породи, які утворюються внаслідок осідання механічних часток, можуть зустрічатися як у незцементованому вигляді (піски, гравій), так і зцементованому (пісковики). Тому аналізують також типи і структури цементу або співвідношення зерен та цементу. Характер цементації в породах має величезне значення, оскільки в основному саме він визначає їхню міцність.

Для уламкових і глинистих порід основною структурною ознакою, що визначає їхні якості, назву і певне місце у класифікації, є величина зерен. За даним показником розрізняють: грубоуламкову (псефітову) – 2-100 мм; піщану (псамітову) - 2-0,05 мм; пилувату (алевритову) - 0,05-0,005 мм та глинисту (пелітову) - <0,005 мм структури. Під час визначення структури уламкових порід необхідно враховувати також форму зерен - окатані (галька), напівокатані (гострокутні) або неокатані (щербинь, дресва).

Феноменологічна схема утворення осадових гірських порід включає таку послідовність основних процесів породотворення: седиментація або седименогенез (накопичення осадів) → діагенез (перетворення осадів у глинистих породах) → катагенез (зміни осадових порід на глибині поза зоною діагенезу) → метагенез (глибші зміни речовини осадових порід на глибині) → гіпергенез (зміни порід під впливом вивітрювання в приповерхневій частині земної кори певної території).

Осадові гірські породи класифікують за їх компонентним або хімічним складом та походженням. Серед осадових гірських порід переважають глинисті (глини, аргіліти, глинисті сланці - 48 % на платформах, 49 % в геосинкліналях), піщані (піски і пісковики - 23 % на платформах, 23 % в геосинкліналях) і карбонатні (вапняки, доломіт та ін.). Саме солі становлять 2,8 % на платформах і 0,3 % в геосинкліналях. У межах материків бл. 20 % обсягу всіх осадових гірських порід залягає на платформах і 48 % в геосинкліналях. Важливо, що понад 75 % всіх гірських порід, що вилучаються з надр Землі (вугілля, нафта, солі, руди заліза, марганцю, алюмінію, розсипи золота і платини, фосфорити, нерудні буд. матеріали тощо), міститься в осадових гірських породах.

За способом утворення осадові гірські породи поділяють на: *уламкові* (конгломерати, галька, піски, леси тощо), *глинисті* (каолінітові, монтморилонітові глини, вторинні каоліни), *хіміко-органогенні* (вапняки, солі, трепели, вугілля викопне тощо). Кремністі осадові гірські породи - гірські породи, що складаються переважно з аморфного кремнезему, утвореного з органічних залишків (шкаралупок діатомей, спікул кремнієвих губок, черепашок радіолярій) чи дрібних сферичних тілець (глобул) опалу або халцедону. Умови нагромадження осадів та їх зміни визначають шаруватість (одна з основних ознак будови), пористість, спосіб цементації осадових гірських порід. Однорідні за розмірами і густиною осадові гірські породи називають відсортованими.

Відзначаємо, що характерною ознакою осадових гірських порід є їх шаруватість, тобто властивість розташовуватися паралельними або майже паралельними шарами, що відрізняються один від одного складом, структурою, твердістю і забарвленням складаючих їх порід. У товщі осадових гірських порід кожний шар (або пласт) відділений від іншого поверхнею нашарування. Поверхня, яка обмежує пласт знизу, називається

підшовою, а поверхня, що обмежує пласт зверху - покрівлю. Покрівля нижчого шару є одночасно підшовою покриваючого шару. Первинною формою залягання осадових гірських порід є горизонтально залягаючий пласт, який складений однорідними породами й обмежений більш-менш паралельними нашаруваннями порід у покрівлі та підшві. Проте у результаті руху земної кори первинна горизонтальна форма залягання осадових гірських порід може бути порушена, внаслідок чого пласт приймає будь-яке похиле положення. Похило залягаючий пласт характеризується істинною, горизонтальною та вертикальною потужностями. Досліджено, що осадові гірські породи становлять 10 % усіх гірських порід земної кори: вкривають 75 % поверхні Землі, утворюючи осадову оболонку (стратисферу). Близько 70 % всіх корисних копалин представлені осадковими гірськими породами. Важливо, що вік деяких осадкових гірських порід сягає 3,98 млрд р. (виявлені в Гренландії, 1971). Вивченням осадкових гірських порід займається літологія.

Мінерали - хімічні сполуки та прості речовини, що мають кристалічну будову та чітко визначений хімічний склад і утворились внаслідок геологічних та космічних процесів. Вивчає мінерали, їх походження та видове розмаїття наука мінералогія. Встановлено, що відкриття нового мінералу завжди підтверджувалося публікацією результатів наукових досліджень, в якій наводилися докази відмінності фізичних та хімічних параметрів природної речовини від раніше відомих. В другій половині ХХ століття вироблені чіткі критерії віднесення речовини до мінералів. На тепер факт відкриття нового мінералу та його назву затверджує Комісія з питань нових мінералів, номенклатури та класифікації (СNMNC) Міжнародної мінералогічної асоціації (ІМА). На березень 2021 року затверджено 5688 мінералів, щороку додається десятків нових. Із всього переліку мінералів лише 100-150 є повсюдно поширені в складі ґрунту, алювіальних та морських осадів, гірських порід. Понад 400 мінералів використовуються в індустрії та сільському господарстві безпосередньо або як джерело хімічних елементів. Вузьке розуміння поняття «мінерал» охоплює передусім типові (обов'язкові, прямі) природні об'єкти, складові частини гірських порід і руд, характеризуються однорідною структурою та певним хімічним складом.

Згідно із даним означенням, речовини біологічного походження не належать до мінералів, а саме: речовини біологічного походження - це хімічні сполуки, утворені внаслідок винятково біологічних процесів, що не містять геологічного компоненту (наприклад, уроліти, кристали солей шавлевої кислоти, мушлі морських молюсків тощо) та не є мінералами. Водночас, якщо сполука утворена за участі деякого геологічного процесу, то вона може бути мінералом». Не всі дослідники дотримуються запропонованого правила винятку; зокрема Ловенстем (1981 р.) стверджує, що «живі організми здатні утворювати цілий ряд мінералів, чимало з яких не виникають у біосфері неорганічним шляхом». Таке розходження швидше стосується питання класифікації, ніж самого складу мінералу. Скіннер (2005 р.) вважає, що всі тверді тіла є потенційними мінералами та зараховує до них **біомінерали**, тобто сполуки, утворені в процесі обміну речовин живих організмів. Зазначене включення речовин біологічного походження вимагає розширення розуміння поняття «мінерал» як «елементу чи сполуки аморфної або кристалічної будови, утвореної внаслідок біогеохімічних процесів». Поняття «мінерал» виникло давно, безперервно змінюється відповідно до зміни змісту мінералогії. На початковому етапі її розвитку термін «мінерал» був синонімом терміна «копалина» й охоплював власне мінерали (в сучасному розумінні), гірські породи, руди та скам'янілості. У 1765 році Нікола Лемері працею «Загальна хімія» розділив усі відомі на той час речовини на мінеральні, рослинні та тваринні, у 1820-х-30-х роках Єнс Берцеліус протиставив одну одній органічну та неорганічну (мінеральну) хімію. Саме через таке побутове вживання прикметника «мінеральний» (добрива, мінеральні води, солі, барвники) він не відповідає сучасному науковому означенню мінералів.

Відзначаємо, що в основі класифікації мінералів лежать хімічні принципи, які запропоновані шведським хіміком Берцеліусом у 1814 році. Саме на них ґрунтувалася перша широка класифікація відомих на той час мінералів, запропонована американським мінералогом Джеймсом Дана в його широко відомій праці «Система мінералогії» (System of Mineralogy, 1837, найбільш розширене прижиттєве п'яте видання 1869 року). Дана виділив п'ять класів мінералів: природні елементи, сульфідів та арсенідів, галіти, оксиди, органічні речовини. Зазначена класифікація відображає стан розвитку аналітичної хімії середини 19 ст. Розвиток рентгеноструктурних методів, що сформувалися на початку 20 ст. завдяки роботам В. Л. Брегга, показав широку мінливість структури мінералів і її визначальну роль у формуванні фізичних та хімічних властивостей мінералів. Стала зрозумілою необхідність включення структурної складової в класифікацію мінералів. Різні варіанти кристалохімічної класифікації мінералів були запропоновані Г.Штрунцем (Mineralogische Tabellen, 1941), Є. Лазаренком (1953), О. Поваренних (1970), О.Годовіковим (1983, 1999), J. Lima-de-Faria (2001).

Критерії систематики мінеральних видів: 1. *Хімічний склад:* самородні елементи, їх інтерметаліди та прості сполуки (карбіди, нітриди, фосфіди, силіциди); сульфідів та їх аналоги (арсенідів, селенідів, телуридів, стибніти, бісмутиди); сульфосоли; оксиди та гідрооксиди; оксисолі (силікати, борати, фосфати, ванадати, арсенати, вольфраматів, молібдатів, хроматів, сульфатів, карбонатів); галогенідів. 2. *За типом структури:* координаційні; острівні; ланцюжкові; шаруваті; каркасні тощо.

На сучасному етапі мінералогія досягла такого консолідованого стану розвитку, що чітко окреслилося коло її об'єктів дослідження, якими стали мінерали-кристали будь-якої форми. Основна сутність мінералу – це кристалічний стан, що обумовлений закономірним розташуванням будівельних частинок (атомів, іонів, молекул) у просторі й підпорядкований законам симетрії. Некристалічні (тверді) природні утворення (речовини з аморфним, метаміктым, інколи колоїдним станом) не є мінералами. Їх рекомендовано віднести до іншої множини сполук - мінералоїдів. Однак останні є повнокровними об'єктами мінералогії або суміжних наук, оскільки генетично парагенетично пов'язані з мінералами. Саме нетрадиційними об'єктами дослідження в мінералогії є хімічні сполуки кристалічної структури, які штучно отримує (синтезує) людина; сполуки, що виникають внаслідок перетворення, часто довільного, техногенних продуктів - териконів шахт, відходів підприємств, атомних електростанцій, а також каміння, що утворюється в організмі людей, тварин, рослин. Всі ці сполуки є назагал другорядними об'єктами мінералогії й їх доцільно відповідно називати так: штучні мінерали, техногенні мінерали, біомінерали. Відзначаємо, що мінерали існують в природі поодинокі у вигляді мінеральних індивідів (кристалів-багатогранників або кристалів-зерен) або, що буває значно частіше, утворюють між собою зростки агрегати (мономінеральні або полімінеральні). Останні переважають. Зростки бувають закономірні та випадкові. Мінеральні індивіди складають всі камені (гірські породи, руди), характеризують весь мінеральний світ подібно індивідам-організмам, які складають світ тварин і рослин. У природі існує величезна кількість мінеральних індивідів, які своїм існуванням фіксують дискретність мінерального світу, є одиничними об'єктами мінералогії та являють собою конкретну форму існування мінеральних видів.

Біогенні мінерали за походженням розподіляються на 3 типи кристалічних хімічних сполук: 1) утворені в результаті участі живих організмів в геохімічних процесах (придонні накопичення продуктів метаболізму мікроорганізмів в мулах, утворення хімічно чистої сірки в глинах та вапняках над родовищами нафти під час бактеріальної переробки дифундуючих сірководня та оксидів сірки); 2) утворені в результаті геохімічних процесів за участю виведених продуктів метаболізму живих організмів (накопичення фосфоритів (накопичення фосфоритів (головний мінерал апатит $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$) у карстових печерах на екскрементах кажанів або на океанічних островах на екскрементах морських птахів за участі кальцію з вапняків); 3) кристалічні речовини

твердих тканин живих організмів (кальцит у покладах крейдового періоду походить з мушель амонітів, кістяків коралів). У складі живих організмів існують органо-мінеральні агрегати, побудовані у комплексі орієнтованих кристалів та білкових наповнювачів. Головним мінералом твердих тканин людини є апатит, а кожне волокно його кісткової тканини складається з ланцюжка дрібних подовжених (до 100 нм) призматичних кристалів цього мінералу, оточених білком конхіаліном. У тканинах немовляти частина фосфатів аморфна, частина кристалізована, а білкова частка кісток становить понад 30 %, тому й кістки у молодому віці досить м'які та гнучкі. З віком кристалізація фосфатної частини збільшується й кістки стають крихкими. З кристалів апатиту в білковій речовині утворені емаль й дентин зубів. Апатит в організмі має певні кристалохімічні особливості - він збагачений вуглекислою та водою, має менший відсотковий вміст фосфорного ангідриду. **Антропогенні мінерали** утворюються під час хімічних реакцій у шлаках шахтних териконів, шламових хвостах гірничо-збагачувальних комбінатів. Агентом виступає вода. Такі мінерали увійшли до мінералогічних довідників як самостійні одиниці. Від 1995 року Комісія з нових мінералів та назв мінералів (англ. *Commission on New Minerals and Mineral Names (CNMMN)*) Міжнародної мінералогічної асоціації не приймає заявок на утвердження нових антропогенних мінералів.

Класифікація мінералів - розподіл мінералів на систематичні одиниці на основі їх спільних ознак (зовнішніх, геологічних, хімічних, кристалографічних, геохімічних і кристалохімічних). В залежності від того, яким ознакам надається перевага, класифікації мінералів поділяються на: хімічні, геохімічні, геологічні, кристалографічні, кристалохімічні, за зовнішніми ознаками. Найсучаснішою є кристалохімічна класифікація, в основу якої покладено взаємозв'язок між хімічним складом і будовою мінералів, а також їх властивостями і морфологічними особливостями. За цими ознаками всі мінерали поділяють на типи, класи, підкласи, відділи і групи. Характерні властивості мінералів, обумовлені їх складом і будовою. Фізичні властивості, визначаються конституцією мінералів, головним чином особливостями їх симетрії та анізотропії. Математичний аналіз фізики мінералів базується на тензорному численні і теорії груп.

Відбивна здатність - здатність мінералів відбивати частину світла, що падає на них. Є оптичною константою мінералів, яка використовується в мінералогії як діагностична ознака. Числове значення цієї константи (у %) визначається формулою: $R = \frac{I_i}{I_0}$, де I_i - інтенсивність падаючого на поверхню мінералу світла, I_0 - інтенсивність відбитого світла, R - показник відбиття. Найбільша відбивна здатність (95 %) спостерігається у самородного срібла.

Основними хімічними властивостями мінералів є їх розчинність у воді та взаємодія з кислотами (найчастіше з хлоридною HCl). Кожен мінерал характеризується своєю кристалохімічною неповторністю, тобто унікальним поєднанням хімічного складу і кристалічної структури, тому різні мінерали можуть мати однаковий хімічний склад, але різну структуру (поліморфізм кристалів). Алмаз і графіт – це дві алотропні кристалічні модифікації вуглецю, а кальцит і арагоніт – дві різні модифікації карбонату кальцію CaCO₃. Навпаки дві різних за складом, але однакових за кристалічною структурою (ізоструктурні) речовини - це різні мінерали (магнезит MgCO₃ та сидерит FeCO₃; корунд Al₂O₃ і есколаїт Cr₂O₃). Ізоструктурні речовини в природі часто утворюють тверді розчини, кристали мішаного складу. Усі мінерали в природі є твердими розчинами, що характеризуються змінним хімічним складом, не існує ідеально хімічно чистих мінералів.^[1] Комісія з нових мінералів та їх назв трактує мінерал як суміш ідеально хімічно чистих подібних одна до одної сполук, однакової кристалічної структури і рекомендує називати мінерали за компонентом, що кількісно переважає у складі (рубін (Al_{1,9}Cr_{0,1})O₃ це лише корунд Al₂O₃).

Методи дослідження мінералів: оптичний метод; хімічний аналіз; люмінесцентний аналіз; спектральний аналіз; рентгеноструктурний аналіз; термічний аналіз; електронно-зондовий рентгеноспектральний мікроаналіз; рентгенометричний фазовий аналіз.

Мінерал – важливий геологічний документ, без якого неможливо відтворити історію Землі і зрозуміти процеси, що в ній відбуваються (акад. Є. Лазаренко). Акад. В. Вернадський наголошував на тому, що “лише на спостереженні мінералог зупинитися не може”. Після спостережень у природі настає час точних лабораторних досліджень. Завдяки результатам різноманітних досліджень мінеральної речовини вчений отримує вагому мінералогічну інформацію - первісні мінералогічні знання, які є підґрунтям для подальших мінералогічних побудов, узагальнень, теорій і, врешті-решт, для поєднання мінералогії з геологічною практикою. Зазначимо, що використання мінералогічних методів для вирішення прикладних завдань розшуково-оцінного спрямування набуло особливого розвитку останніми десятиріччями, чому сприяли дві обставини: по-перше, суттєвий прогрес у вивченні конституції та загалом усіх властивостей мінералів, а також у вдосконаленні методів їхнього дослідження; по-друге, значні масштаби топомінералогічних досліджень і мінералогічного картування, за допомогою яких визначають просторово-часові особливості поширення мінералізації. Накопичено значний фактичний матеріал, який підтверджує високу ефективність застосування мінералогічних методів під час розшуків та оцінювання родовищ корисних копалин.

Досвід використання мінералогічних ознак і критеріїв під час розшуків руд має багатовікову історію. За шліхами, валунами, іншими уламковими ореолами, за виходами навколорудних змінених порід на денну поверхню рудознавці та професіонали гірничої справи здавна відкривали джерела мінеральної сировини. За такими очевидними розшуковими ознаками в минулому відкрито багато відомих, проте нині вже відпрацьованих родовищ. Суттєві досягнення прикладної мінералогії дають змогу поновому оцінити запас інформації, який міститься в мінералі – продукті складних багатоактних природних процесів. Численні дослідження засвідчують, що в мінералі та мінеральних асоціаціях (парагенезисах) зафіксована вся історія їхнього утворення й перетворення, дані про джерело зруденіння, роль вмісних порід, тривалість і характер власне процесу рудогенезу, його фізикохімічні параметри та ін. Виявлено стійкий зв'язок між складом, іншими властивостями мінералів, їхніми парагенезисами, з одного боку, та умовами їхнього утворення, – з іншого. Вивчення таких зв'язків є основою вчення про типоморфізм мінералів. З погляду історії розвитку різноманітних методів мінералогічних досліджень заслуговує на увагу період, який припав на 50–70-ті роки ХХ ст. Саме тоді в Україні розпочали систематичні мінералогічні дослідження, спрямовані на вивчення мінерального складу різних типів гірських порід і руд. Важливе значення надавали виявленню особливостей конституції мінералів, їхньої морфології та фізичних властивостей. Дослідники зосередили увагу на властивостях реальних мінеральних індивідів – їхньому хімічному складі, дефектності кристалічної структури, анатомії, розподілі в агрегаті й геологічному тілі. Активно почали вивчати включення в мінералах – джерело об'єктивної інформації про фізико-хімічні умови середовища мінералоутворення. Розпочато дослідження в галузі фізики мінералів (інтерпретація спектрів, побудова відповідних кристалохімічних моделей, відкриття й систематизація електронно-діркових центрів, з'ясування можливостей спектроскопічних методів для уточнення механізмів і схем ізоморфних заміщень, катіонного розподілу, природи дегідроксилізації, радіаційного й термічного впливу на мінерали). Паралельно провадили роботи з дослідження природи фізичних властивостей мінералів.

Відзначаємо, що з середини 70-х років ХХ ст. в Україні інтенсивно розвивають методи мінералогічної кристалографії, кристалохімії, структурної мінералогії та фізико-мінералогічні дослідження. Особливе досягнення фізики мінералів цього періоду – розробки спектроскопічних характеристик мінералів як елементів мінералогічного

картування. Важливі результати отримано в процесі радіоспектроскопічного дослідження кварцу й польових шпатів. Реалізовано нові можливості радіоспектроскопії стосовно задач геохронології і рудоносності мінеральних комплексів, обґрунтовано нові моделі перенесення й концентрації золота і рідкісних металів. Усе це відкрило нові шляхи пізнання природи мінеральної речовини та закономірностей мінерало-, породо- й рудоутворення на засадах подальшого розвитку уявлень про типоморфне значення тонких конституційних особливостей і фізичних властивостей мінералів. Особливо це стосується досліджень з оптичної спектроскопії, люмінесценції та радіоспектроскопії. З'ясовано кристалохімічну природу інфрачервоних спектрів мінералів, зокрема водневмісних, уточнено структури багатьох мінералів.

Для відтворення історії мінерального індивіда використовують морфолого-анатомічний та морфологічний аналіз. Досить різноманітними та поширеними методами є виявлення прихованої анатомії кристалів. Для вивчення поверхонь стику (зрощення) індивідів ефективні як візуальні спостереження, так і методи гоніометрії, фотогоніометрії, растрової електронної й світлової мікроскопії. У цілому, процес дослідження мінералу охоплює такі види аналізу, як мікродослідження під біокулярним і поляризаційним мікроскопом, хімічний аналіз, рентгеноструктурне вивчення (діагностика мінералу, поліморфних і політипних модифікацій, з'ясування чи уточнення кристалічної структури, визначення параметрів елементарної комірки тощо), виявлення природи забарвлення, люмінесценція мінералів та інші.

Сучасні досягнення в мінералогії пов'язані з широкомасштабним застосуванням низки нових методів дослідження: електронної мікроскопії та електроннографії, рентгеноспектрального мікрозондування, ІЧ-спектроскопії, месбауерівської спектроскопії, електронного парамагнітного резонансу (ЕПР), ядерного магнітного резонансу (ЯМР), ядерноквадрупольного резонансу (ЯКР), а також дифрактометричних, електростатичних, магнітостатичних, квантово-оптичних та інших методів. Дослідження, особливо із застосуванням високолокальних методів, допомогли проникнути в надзвичайно тонкі деталі будови, складу та властивостей мінералів і відкрити перед нами світ нових явищ.

Процес удосконалення методів мінералогічних досліджень дав змогу розвинути вчення про типоморфізм мінералів, виявити головні особливості прояву типоморфних властивостей, за допомогою яких можна вирішувати важливі розшуково-оцінні задачі. Наведемо приклади. 1. Виявлено, що специфічні фізико-хімічні умови утворення геологічних формацій і родовищ зумовлюють появу певних мінеральних парагенезисів, а інколи – окремих мінералів, мінералів-індикаторів, які трапляються лише в якихось певних типах порід або на родовищах конкретного формаційного типу. Це дає змогу корелювати ідентичні за генезисом формації, визначати формаційну належність родовищ, використовуючи як індикатор (або репери) типоморфні мінеральні асоціації чи окремі мінерали. 2. Виявляється, що мінерал формувався в широкому діапазоні термодинамічних параметрів і, по суті, є полігенним. Однак, визначаючи тонкі особливості складу та низку інших властивостей таких мінералів, вдається визначити відмінності не тільки для взірців з різних за умовами утворення родовищ, а й для мінералів, відібраних з різних рівнів вертикального розрізу одного й того ж рудного тіла (вони формувалися на різних етапах і стадіях становлення родовища). У цьому випадку типоморфним стає вже не сам мінерал, а його властивості. Найголовніші з них такі: 1) морфологія і габітус виділень мінералів, кристалографічно оформлених або ксенобластових, підпорядкованих геометрії середовища мінералоутворення; 2) інші зовнішні ознаки мінералу: розмір виділень, скульптура поверхні граней кристалів, характер зростань, забарвлення, блиск, ступінь збереженості та ін.; 3) співвідношення головних (конституційних) елементів хімічного складу мінералу, а також склад і співвідношення елементів-домішок, кристалохімічно пов'язаних з його структурою; 4) специфічні “механічні”, твердофазові мікродомішки в матриці мінералу, а також різноманітні вclusions мінералоутворювального середовища; 5) кристалічна структура мінералу, ступінь її досконалості; 6) наявність мікродфектів,

тонких особливостей кристалічної структури мінералу, які виявляються в нестехіометрії складу, появи структурних вакансій, різноманітних “центрів”, які можна фіксувати різними методами аналізу (ЯМР, ЕПР, ЯГР, люмінесцентна спектроскопія тощо); 7) інші фізичні властивості мінералів: теплофізичні, електромагнітні, механічні, оптичні та інші, які відображають особливості складу і структури конкретного взірця; отже, вони є індикаторами певних термодинамічних параметрів умов його утворення; 8) співвідношення низки ізотопів елементів, які наявні в складі мінералу; вони також є індикаторними як для визначення температурних умов його утворення, так і для уявлень про джерело рудної речовини (мантійне, корове, змішане).

На сучасному етапі у практиці мінералогічного аналізу шліхів широко застосовують діагностичні методи, які ґрунтуються на якісних хімічних реакціях. Ці методи не потребують великої кількості вихідного матеріалу і складної апаратури, вони є швидкісними і наочними. Їх можна використовувати навіть у польових умовах, що забезпечує експресне визначення мінерального складу шліхів. Діагностичні хімічні реакції проводять кількома методами: плівковим – утворення на поверхні мінералу тонкої забарвленої плівки під час обробки його певними реактивами (наприклад, наліт металевого олова на каситериті в разі обробки його соляною кислотою на цинковій пластинці); крапельним – безпосередня дія на мінерал певним реактивом зі спостереженням специфічних наслідків (газовиділення, повне або часткове розчинення, поява характерного забарвлення розчину або осаду); мікрокристалооптичним – утворення характерного кристалічного осаду, який випадає з розчину мінералу в разі додавання певного реактиву; методом сухих забарвлених реакцій – розтирання порошку мінералу у фарфоровому тиглі з певними сухими реактивами до отримання забарвлення продуктів твердофазових реакцій. Найбільше поширені в практиці лабораторних мінералогічних досліджень крапельні діагностичні реакції, які дають змогу за характером взаємодії порошку мінералу з реактивами визначити головні компоненти його складу і на цій підставі з'ясувати його видову належність. Виділяють певні методичні рекомендації, у яких наведена ціла серія крапельних діагностичних реакцій на всі катіони і головні радикали найпоширеніших мінералів. Плівкові діагностичні реакції спостерігають під дією різноманітних реагентів на зерна мінералів у разі охолодження або нагрівання. Переважно використовують сильні кислоти. Унаслідок часткового розчинення поверхневих зон зерен мінералу на них утворюються плівки продуктів реакції, забарвлені або безбарвні. Ці реакції є специфічними і дають змогу однозначно діагностувати мінерал. Мікрокристалооптичні діагностичні реакції широко застосовують у хімічному аналізі для визначення низки елементів. У мінералогічній практиці вони не дуже поширені, проте в окремих випадках за їхньою допомогою можна швидко визначити видову належність мінералу від інших.

Сучасні методи дослідження гірських порід. Електророзвідування.

Опис електричних властивостей порід (питомого електричного опору, діелектричної проникності, поляризаційності, електрохімічної активності) та їхньої залежності від електричних властивостей мінералів, що складають породу, та природних розчинів, що заповнюють пори та порожнини, поруватості, тиску, температури, явищ, що відбуваються на контакті твердої і рідкої фаз тощо. Загальні відомості про метод опору. Поняття позірнього (видимого) опору. Схеми спостережень (дво-, три-, чотириелектродні, дипольні, комбіновані, диференційовані установки). Саме апаратура та обладнання, що використовують для роботи на постійному та інфранизькому струмі (компенсаційний, автокомпенсаційний методи, електричні станції тощо). Джерела струму – батареї, генератори, сухі елементи тощо. Типи заземлень та дротів, що використовують під час електророзвідування.

Методи вертикального електричного та дипольного зондування (ВЕЗ, ДЕЗ). Умови можливості його застосування, методика проведення робіт: вибір мірила знімання, напряму розвідувальних профілів, довжини лінії живлення та міри її зростання ($A_n V_n / A_n$).

V_{n-1}), топографічне забезпечення робіт. Зовнішній та внутрішній контроль за якістю одержаних матеріалів. Зображення результатів зондування (побудова кривих ВЕЗ та визначення їхнього типу), їхня якісна (побудова карт типів кривих зондування, однакових значень поздовжньої провідності та абсцис екстремальних точок та вертикальних електричних розрізів) та кількісна (палетковий, статистичний і машинний методи) інтерпретація. Застосовують приклади використання методу зондування для вирішення різноманітних геологічних завдань. Електричне профілювання: вибір типу установки та визначення її оптимальних розмірів, напряму профілів та густини мережі спостережень. Важливим є точність досліджень. Опрацювання матеріалів електропрофілювання (побудова графіків ρ_p , кореляційних планів, карт однакових опорів та полярних діаграм), якісна та кількісна інтерпретація результатів методу оцінювання.

Застосування електропрофілювання для вирішення різноманітних геологічних завдань. Методи зарядженого тіла, його сутність та умови, необхідні для його застосування. Схеми спостережень, конструкція заземлення живильного та приймального кола, джерела струму та конструкція вимірювальної апаратури. Точність робіт. Зображення матеріалів, якісна та кількісна інтерпретація результатів спостережень.

Метод природного електричного поля (ПЕП). Причини утворення полів різного (електрохімічного, фільтраційного та дифузійного походження).

Методика знімання (вибір мірила, схеми спостережень, напряму розташування профілів, апаратури, приймальних електродів тощо). Визначення якості досліджень. Царина геологічного застосування методу. Метод спричинених потенціалів, його сутність та методика проведення робіт (апаратура та обладнання, вибір мірила знімання, схеми спостережень, точність досліджень тощо). Зображення результатів, їхня якісна та кількісна інтерпретація. Приклади застосування методів для вирішення різних геологічних завдань. Природне імпульсне електромагнетне поле землі, причини його виникнення, способи вимірювання та інтерпретація одержаних матеріалів.

Магнеторозвідування. Магнетні властивості гірських порід та їхня залежність від вмісту магнетних мінералів у породі, форми рудних об'єктів, температури та різноманітних геологічних факторів (складу порід, ступеня вивітрювання, тріщинуватості, глибини залягання, часу утворення, ступеня метаморфізму та інші).

Саме вибір методики проведення магнетних досліджень залежно від типу знімання (загальне, пошукове і детальне) – вибір параметра для вимірювання та апаратури, мірила знімання, геодезичного забезпечення робіт, точності та ефективності досліджень тощо. Спеціальні види магнеторозвідування (аеро-, мікромагнетне знімання та підземне магнеторозвідування). Зображення результатів знімання (побудова графіків, мап графіків, ізодинам, ізогон, ізоклін). Пряма та обернена задачі магнеторозвідування. Якісна та кількісна інтерпретація (тлумачення) магнеторозвідування. Область застосування магнеторозвідування (вивчення земної кори, тектонічне районування, палеомагнетні дослідження, пошуки залізної руди та інших рудних і нерудних корисних копалин, пошуки структур, геологічне картування, мікромагнетне знімання).

Гравіметрія. Методика проведення гравіметричних досліджень, яка передбачає вибір: параметру для вимірювання, густоти та форми мережі спостережень, апаратури, техніки виконання польових досліджень, топографо-геодезичне забезпечення, точності вимірів. Виділяють варіометрійне та градієнтометрійне знімання. Засоби проведення робіт під час виконання наземних, морських, повітряних, підземних спостережень. Ефективне опрацювання матеріалів наземного гравітрийного знімання. Зображення результатів знімання (побудова графіків, планів графіків та ізоліній), вибір для них мірила та інтервалів проведення ізоліній. Основи теорії інтерпретації гравітаційних полів. Якісне та кількісне інтерпретування за допомогою аналітичних формул, графічних методів та ЕОМ. Межі застосування матеріалів гравіметричних вимірювань під час вирішення інженерно-геологічних та екологічних завдань: пошуки та оконтурювання переаглиблених долин, вивчення закарстованості порід, визначення

глибини та форми залягання корінних (материнських) порід, картування тектонічних порушень.

Сейсмологія та сейсмозвідування. Елементи теорії пружності та геометричної сейсміки. Типи сейсмічних хвиль та умови їхнього утворення і поширення у верхніх шарах земної кулі. Пружні властивості гірських порід і їхня залежність від геологічних чинників (складу порід, їхньої поруватості, шпаруватості, водонасиченості, щільності, віку, температури, глибини залягання тощо). Поняття сейсмічного каналу та переносна сейсмічна апаратура, яку використовують під час порівняно незначних (до 100м) глибинах досліджень: сейсмостанція, сейсмоприймач, збуджувач пружних хвиль, електроживлення. Методика проведення сейсмічних досліджень методами відбитих (МВХ) та заломлених (МЗХ) хвиль. Системи спостережень методами сейсмічного профілювання та зондування, сейсмічного "просвічування" та каротажу. Боротьба з перешкодами, що не мають геологічного природи. Точність досліджень. Побудова годографів прямої, зустрічної, накладеної хвиль та зведеного годографа. Системи спостережень МВХ. Методи побудови сейсмічних границь. Способи визначення швидкостей відбитих та заломаних хвиль. Визначення динамічного модуля пружності (модуля Юнга) та коефіцієнта Пуасона порід масиву за результатами польових досліджень. Вирішення геологічних завдань: вивчення будови земної кори, тектонічне районування областей, пошуки структур, перспективних на нафту і газ, рудне та інженерне сейсмозвідування.

Ядерно-геофізичні методи. Використання природної та наведеної радіоактивності для вирішення геологічних завдань. Наземне і повітряне гамма-знімання. Апаратура та обладнання. Застосування радіоактивних ізотопів для пошуків певних корисних копалин. Геологічні завдання та царина застосування польових ядерно-геофізичних методів. **Геофізичні дослідження свердловин (каротаж).** Головні методи геофізичних досліджень у свердловинах та їхня класифікація є важливими. Електричні методи каротажу (УО, ПС, БКЗ, БК, ВП, діелектричний та індуктивний каротаж). Радіоактивні (ядерні) дослідження у свердловинах (гамма-каротаж, гамма-гамма-каротаж, нейтронні методи каротажу). Методи визначення речовинного складу гірських порід і руд у свердловинах. Застосування різноманітних методів каротажу. Методи вивчення технічного стану свердловин (кавернометрія, інкліно-метрія, перфорація, торпедування). Якісна та кількісна інтерпретація (тлумачення) матеріалів каротажу (кореляційна схема, зведений геолого-каротажний розріз).

Питання для самоконтролю знань:

1. Опишіть основні породоутворюючі мінерали?
2. Охарактеризуйте фізичні властивості породоутворюючих мінералів?
3. Охарактеризуйте ознаки магматичних гірських порід?
4. Охарактеризуйте основні форми залягання магматичних гірських порід?
5. Охарактеризуйте класифікаційні ознаки виділення магматичних гірських порід?
6. У чому проявляються особливості вивчення магматичних гірських порід?
7. Що таке афанітова порода, її особливості?
8. Опишіть умови формування осадових гірських порід?
9. Опишіть основні форми залягання осадових гірських порід?
10. Опиніть мінерали, агрегатний стан і внутрішню будову мінералів?
11. Опишіть основні методи дослідження мінералів?
12. Опишіть основні методи дослідження гірських порід?

Тема 4. Тектонічні рухи земної кори

1. Сучасні та древні тектонічні рухи. Складкоутворення, види і типи складок.
2. Тектонічні порушення. Основи теорії деформацій.
3. Гіпотези тектонічного розвитку земної кори. Головні структури земної кори.
4. Поняття про геологічні процеси. Взаємозв'язок та взаємообумовленість ендегенних та екзогенних процесів.
5. Поняття про дислокацію, денудацію та акумуляцію.

Рекомендована література: 2, 4, 5, 6, 7, 9, 11, 12, 13, 15

Ключові поняття: тектоніка, тектонічні процеси, тектонічні рухи, класифікація тектонічних рухів, тектогенез, гіпотези тектогенезу, геотектоніка, орогенез, гіпотези орогенезу, тектонічний режим, тектонічні деформації, складкоутворення, рухи земної кори, гіпотеза мобілізму, гіпотеза фіксизму, структурні елементи земної кори, дислокація, денудація, акумуляція.

Тектоніка - від грецького tektonike - будівельне мистецтво. У геології тектоніка розглядає важливі тектонічні процеси, під дією яких різні дільниці земної кори в певний історичний проміжок часу набувають різний вигляд або будову, т. е. відбувається перебудова літосфери. **Тектонічні процеси** об'єднують такі поняття як тектонічні напруження і тектонічні рухи. **Тектонічні напруження** - це сумарна і векторна величина ендегенних сил на одиницю об'єму. Величина ендегенних сил складається з цілого ряду різноманітних сил, діючих в різних напрямках. Це сили гравітації, руху теплових потоків, сили пов'язані із зміною об'єму і т. д. аж до сил зчеплення і руйнування між окремими зернами мінералів в породі. Відзначаємо, що дія частини з них взаємно гасяться (урівноважуються), а іншій частині навпаки посилюються по якомусь вектору. Ось вони і створюють тектонічні напруження в блоках порід Земної кори і утворюють області стиснення і розтягнення. Внаслідок цього, порушується рівновага і починається рух блоків земної кори один відносно одного - відбуваються тектонічні рухи. При цьому гірські породи можуть зазнати смятие, розриву; відбувається їх воздимание або опускання. Змінюється рельєф земної поверхні - виникають гори або впадини.

Тектонічні рухи (Т.р.) - механічні рухи земної кори, які викликаються силами, що діють в земній корі і переважно в мантиї Землі. Тектонічні рухи викликають деформації гірських порід. Основною їх причиною вважають конвективні течії в мантиї в сполученні з дією сил тяжіння і прагненням літосфери до гравітаційної рівноваги по відношенню до поверхні астеносфери. Тектонічні рухи пов'язані, як правило, із зміною хімічного складу, фазового стану (мінерального складу) і внутрішньої структури гірських порід, що піддаються деформації.

Крім ендегенних сил, передбачається вплив космічних на глобальні тектонічні події. Виділяють ознаки розгляду типів тектонічних рухів: 1. *У напрямі руху* - вертикальні або радіальні і горизонтальні, або тангенціальні. 2. *По інтенсивності впливу* - коливальні і деформаційні. 3. *По глибині і масштабу* (або області їх вияву): поверхневі, пов'язані з процесами в осадковому чохлі; коровие, що охоплюють земну кору, глибинні, зумовлені процесами у верхній мантиї. 4. *За часом вияву* - сучасні, неотектонічні (неоген - четверинний періоди), тектонічні рухи минулих геологічних епох. Часто перераховані ознаки в різній мірі виявляються спільно. Тому розглянемо тектонічні рухи на прикладі коливальних і деформаційних і як з ними сполучаються інші перераховані ознаки.

Коливальні рухи - це рухи, у яких напрям руху вертикальний, а також напрям руху періодично змінюється (т. е. при коливальних рухах один і той же блок земної кори випробовує наперемінно опускання або підйом). Коливальні рухи відбувалися у всі геологічні етапи розвитку земної кори і відбуваються і зараз. Сучасні коливальні рухи - це повільне підняття або опускання окремих блоків з різними швидкостями і величиною переміщень. Найбільше підняття встановлене на Алясці. Тут на горі, на висоті 1500 м, виявлені раковини сучасних молюсків. Вивчення таких рухів проводиться за допомогою

повторного нівелювання по одних і тих же профілях. Це дає можливість визначити швидкість руху даної дільниці. Коливальні рухи в геологічному минулому. Ознаками таких рухів є: літолого-фаціальні зміни осадового розрізу, потужність відкладення, стратиграфічні незгоди.

Розглянемо, як по цих ознаках можна визначити такі рухи.

1. При опусканні дільниці (або трансгресії моря) відбувається зміна фаціальних умов і в розрізі це фіксується зміною грубообломочних осадків на мілкообломочні морські. У тому випадку, коли дільниця піднімається (відбувається регресія моря) в стратиграфічному розрізі породи глибоководних морських фацій змінюються мілководними і грубообломочними матеріалами. Саме по зміні літолого-фаціального складу можна визначити напрям коливальних рухів.

2. Амплітуду тектонічних рухів або величину прогинання відображає потужність відкладення, що нагромадилося в геологічний відрізок часу. Вчені виходять з уявлення, що прогинання дна басейну компенсувалося накопиченням в ньому осадків.

3. При тривалому зануренні осадові товщі різного віку формуються послідовно один на одному, маючи загальні або близькі елементи залягання. У цьому випадку говорять про згідне залягання товщ.

Якщо поверхня морського дна при подальшому піднятті стає суходолом, то вона починає руйнуватися і наступає перерва в осадконакопиченні, утворюючи поверхня руйнування або розмиву. Якщо через якийсь період часу на цій дільниці почнеться нове опускання, то на поверхні розмиву почне нагромаджуватися нове відкладення, залягання яких буде відрізнятися від залягання нищележачих товщ. У цьому випадку говорять про незгідне залягання різновікових товщ, а поверхня розмиву - поверхнею незгоди.

Деформаційні тектонічні рухи - це такі рухи блоків Земної кори, внаслідок яких порушуються умови первинного залягання шарів, їх зміщення відносно один одного, відбувається їх деформація або тектонічне порушення. Найбільш наочно вони виявляються в шаруватих товщах.

Шар або пласт означає плитообразне тіло, яке обмежене поблизу паралельними поверхнями, у якого довжина в декілька разів перевищує потужність. У даного шара виділяють: покрівлю, підшву і потужність. Крім того, кожний шар займає якесь положення в просторі. Це положення визначає елементи залягання його поверхонь: простягання і падіння. Інакше ще можна сказати, що це положення в плані і розрізі. Для похилих шарів - простягання пласта - це його протяжність на горизонтальній площині. Звідси - лінія простягання пласта - це лінія його перетину з горизонтальною площиною. Лінія, що лежить в площині пласта і перпендикулярна лінії простягання називається лінією падіння пласта. Їх положення відносно вимірюють в кутах відносно північного меридіана і називають азимутами простягання і падіння. Крім цих елементів визначають кут падіння, який утвориться лінією падіння і горизонтальною площиною. Всі ці елементи визначаються за допомогою гірського компаса. Також тектонічні рухи відслідковуються засобами повторного нівелювання земної поверхні глобально за допомогою системи супутникового позиціонування GPS та на місцевому рівні. Успадковані тектонічні рухи повторюють напрям і характер попередніх рухів, але, як правило, з меншою інтенсивністю. Термін застосовується для позначення тектонічних рухів на платформах (особливо молодих), які протікають у тому ж напрямку, що й рухи попереднього геосинклінального етапу.

Тектонічні рухи розрізняють за амплітудою (орогенні, епейрогенні), формою прояву (складчасті, розривні і т. д.), часом прояву (давні, новітні, сучасні), напрямом дії (вертикальні, горизонтальні, коливальні), а також за механікою, масштабом дії та інші. Сучасні тектонічні рухи вивчаються геодезичними методами - повторним нівелюванням, триангуляцією, трилатерацією, лазерними вимірюваннями, методами космічної геодезії. Вони показують, що тектонічні рухи відбуваються

безперервно і повсюдно. Швидкість вертикальних рухів складає від часток до перших десятків мм, горизонтальних на порядок вище – від часток до перших десятків см на рік.

Тектогенез (англ. *tectogenesis*) - 1. Сукупність тектонічних рухів і процесів, під впливом яких формуються тектонічні структури земної кори. Розрізняють альпінотипний, германотипний, сибіретипний та інші, а також первинний - формування глибинних структур, і вторинний, або гравітаційний - утворення складок і розривів у верхній частині земної кори під дією сили тяжіння. За переважним напрямком руху також розрізняють радіальний і тангенціальний. 2. Епохи планетарної складчастості, що періодично повторюються. **Альпінотипний** - характеризується складними складчастими структурами з перевагою насувів і шар'яжів. **Германотипний** - характеризується утворенням слабкої відкритої складчастості, поодиноких малопотужних диз'юнктивів і відсутністю кислих інтрузій. **Сибіретипний** - ускладнення складчастих структур більш давніх формацій, що вже випробували складчастість у попередні фази тектогенезу, при цьому особливо дислокуються, збираючись у додаткові складки й піддаючись розсланцюванню, некомпетентні горизонти цих форм. Нерідко проявляються тангенціальні розриви, що переходять потім у шар'яжні утворення, у покривах яких зустрічаються закріплені осадові товщі або навіть більш прадавні інтрузиви. Навіть при яскравому прояві брилової складчастості супроводжується утворенням великих інтрузій. Вони відрізняються від альпінотипного менш яскравим проявом покривних структур, а також відсутністю на площі його розвитку значних нових геосинклінальних відкладів, а від германотипного - інтенсивністю дислокацій і потужним розвитком інтрузивних процесів.

Орогенез (англ. *orogenesis*) - сукупність інтенсивних висхідних вертикальних тектонічних рухів (складчастості та розривів), процесів, з якими пов'язане виникнення та розвиток гір. **Гіпотези орогенезу. Контракційна гіпотеза.** За контракційною теорією Зюсса про походження гір, гірські хребти утворюються в результаті остигання внутрішніх частин Землі і стискання («зморщування») земної кори.

Занурення океанічних западин. Ця гіпотеза виходила з того, що багато гірських хребтів присвячені до периферії материків. Породи, що складають дно океанів, трохи важче порід, що залягають у фундаменті материків. Коли в надрах Землі відбуваються великомасштабні рухи, океанічні западини прагнуть до занурення, видавлюючи материки нагору, і на краях материків при цьому утворюються складчасті гори. Вона не тільки не пояснює, але й не визнає існування геосинклінальних прогинів (западин земної кори) на стадії, що передують горотворенню. Не пояснює вона й походження таких гірських систем, як Скелясті гори або Гімалаї, які віддалені від материкових окраїн.

Гіпотеза Кобера. Відзначаємо, що австрійський учений Леопольд Кобер докладно вивчав геологічну будову Альп. Розбудовуючи свою концепцію горотворення, він спробував пояснити походження великих насувів, або тектонічних покривів. У деяких місцях свердловини в горах розкривають ті самі шари осадових порід по три рази й більше. Щоб пояснити формування перекинутих складок і пов'язаних з ними насувів, Кобер припустив, що колись центральна й південна частина Європи були зайняті величезною геосинклінальною. Потужні товщі ранньопалеозойських відкладів накопичувалися в ній в умовах епіконтинентального морського басейну, який заповнював геосинклінальний прогин. Північна Європа й Північна Африка були форландами, складеними досить стійкими породами. Коли почався орогенез, ці форланди стали зближатися, вичавлюючи догори німічні молоді осади. З розвитком цього процесу, подібного до повільного стискання лежат, підняті осадові породи зминалися, утворювали перекинуті складки або насувалися на форланди, які зближувалися між собою. Сама по собі дана ідея латерального переміщення масивів суходолу начебто досить задовільно пояснює орогенез Альп, але виявилася непридатною до інших гір і тому була відкинута в цілому.

Гіпотеза дрейфу материків. Вона виходить із того, що більшість гір перебуває на материкових окраїнах, а самі материки постійно переміщуються в горизонтальному напрямку (дрейфують). У ході цього дрейфу на окраїні материка, що насувається, утворюються гори. Наприклад, Анди були сформовані при міграції Південної Америки на захід, а гори Атлас - у результаті переміщення Африки на північ.

Гіпотези конвекційних (підкорових) течій. Протягом більш ніж ста років тривала переважно розробка гіпотез про можливість існування в надрах Землі конвекційних потоків, які викликають деформації земної поверхні. Тільки з 1933 по 1938 було висунуто не менше шести гіпотез про участь конвекційних потоків у горотворенні. Однак усі вони побудовані на врахуванні таких невідомих параметрів, як температури земних надр, плинність, в'язкість, кристалічна структура гірських порід, межа міцності на стиск різних гірських порід і інші.

Гіпотеза спучування, або геотумора. Вчені доводять, що в земній корі локально зосереджуються більші кількості радіоактивних речовин. Саме при їх розпаді вивільняється тепло, під дією якого навколишні гірські породи розплавляються та розширюються, що приводить до спучування земної кори (геотумора). Гіпотеза спучування не одержала широкого визнання. Жоден з відомих геологічних процесів не дозволяє пояснити, яким чином нагромадження мас радіоактивних матеріалів може привести до утвоєння геотуморів довжиною 3200-4800 км і шириною в кілька сотень кілометрів, тобто порівнянних із системами Аппалачів і Скелястих гір.

Геотектоніка (англ. *geotectonics*) - наука про структуру землі. Геотектоніка вивчає як будову землі взагалі, так і її зовнішньої оболонки - земної кори (тобто літосфери) у процесі розвитку, вивчаючи різноманітні геологічні структури та їх взаємозв'язки. Відповідно до цього геотектоніка вивчає не тільки форму залягання порід, а й ті процеси, що визначають розподіл і залягання зазначених порід. Основною практичною задачею геотектоніки є пояснення закономірностей розташування у земній корі природних геологічних структурних форм. Без даних знань неможливим є складання геологічних карт і перерізів, пошук та розвідка родовищ корисних копалин, дослідження порід і ґрунтів під різні інженерні споруди.

Рухи земної кори, які відбуваються під впливом глибинних процесів усередині Землі, бувають коливальними, складчастими і розривними. Саме перші два з них викликають пластичне порушення пластів гірських порід, а третій вид - розломи пластів гірських порід. До **коливальних рухів** відносяться такі рухи, які викликають вертикальні переміщення (підняття і опускання) окремих ділянок земної кори один відносно іншого. Рухи цього виду відбуваються з моменту утворення Землі, спостерігаються і в даний час. Наслідком коливальних рухів є порушення горизонтального положення пластів осадових гірських порід з утворенням дуже пологих прогинів (синеклізу) і здуттів (антеклізу). Як правило, антеклізи і синеклізи порушуються здуттями і прогинами менших масштабів. Утворені при цих порушеннях нові структури називають локальними.

Складчасті рухи, які викликають, як і коливальні рухи, пластичне порушення пластів гірських порід, призводять до утворення складок. Складка, в ядрі якої знаходяться молодші пласти, ніж по краях, називається синклінальною. Вона, як правило, буває направленою вигином вниз, і пласти на крилах її падають назустріч один одному. Складка, в ядрі котрої знаходяться давніші пласти, ніж по краях, називається антикліналлю. Вона направлена вигином вгору; пласти падають від неї в обидва боки. Сусідні антикліналь і синкліналь у сукупності утворюють повну складку. Зустріти в природі лише одну повну складку майже неможливо. Як правило, за однією складкою йде інша і т. п. **Розривні рухи,** які є переважно наслідком коливальних і складчастих видів руху, призводять до незворотного процесу утворення складок розривних форм. При розривних рухах відбувається зміна горизонтальної або складчастої форми залягання гірських порід внаслідок інтенсивного впливу на породи внутрішніх сил Землі. При

утворенні складок пласти часто не витримують напруги і розриваються. При цьому утворюються тріщини, через які пласти можуть зміститися один відносно іншого.

Тектонічний режим (Т.р.) (англ. *tectonic regime*) - переважний тип тектонічних рухів і деформацій в основних структурних обл. земної кори, що зберігається в них довгий час. Є провідним чинником утворення формацій гірських порід. За складом та потужністю формацій, а також за характером тектонічних порушень може бути реконструйований. У межах материків і їх периферії виділяються наступні типи Т.р.: геосинклінальний, орогенний, платформний. **Геосинклінальний режим** характеризується більшими амплітудами й різкою диференціацією вертикальних рухів земної кори, підвищеною сейсмічністю, активним вулканізмом, формуванням складних складчастих і розривних структур і т. д. **Орогенний режим** відрізняється від геосинклінального перевагою висхідних рухів, активністю розломів при різноманітній складчастості, характером магматизму та іншими прикметами. **Платформний режим** характеризується малою амплітудою й малою диференціацією коливальних рухів, слабкою сейсмічністю, утворенням переважно переривчастої складчастості і т. д.

Складкоутворення являє собою процес формування складок під дією тектонічних рухів земної кори, а також частково екзогенних процесів. Складкотвірні рухи – це сукупність тектонічних рухів, які проявляються у незворотному змінанні шарів земної кори в складки. За Гансом Штілле - складкоутворення - те ж саме, що й орогенічні рухи земної кори. Внаслідок стиснення і пластичних деформацій в товщі порід шари згинаються і утворюють складки, і такі порушення первинного залягання шарів називають складчастими або пликативними порушеннями.

Основні елементи складок:

1. Крила - бічні частини складки, 2. Ядро - внутрішня частина складки, 3. Замок складки або зведення-місце перегину пластів, 4. Осьова площина-площина ділить кут складки пополам. Вісь складки - це лінія перетину осьової площини з горизонтальною поверхнею. 5. Шарнір-лінія перетину осьової площини з перегином крил. Серед складок виділяють два типи: 1 - антиклинали і 2 - синклинали. Відносно денної поверхні в розрізі перший тип має опуклу будову шарів, а другий тип - угнута будова. Ознакою першого типу складок є залягання в їх ядрі древніх порід, а в крилах - більш молодих; а у другого типу - молоді породи в ядрі, а на крилах більш древні. По співвідношенню розмірів в складці (довжина і ширина) їх розділяють на: - *лінійні* - довжина в декілька разів > ширини, - *брахискладки* - довжина в 2-3 рази > ширини, - *ізометричні* - довжина і ширина приблизно рівні. Серед них опуклі складки називаються куполами, а угнуті - мульдами. Лінійні складки утворюють складні складчасті форми і займають обширні простори, звані складчастими областями. У них відбувається поєднання антиклинальних і синклінальних складок, і якщо таке поєднання загалом утворить сводове підняття, то воно називається антиклинорием, а якщо утворить прогиб-то-то називається синклинорий. Для них характерні круті падіння крил і протяжність на сотні км.

Тектонічні деформації (Т.д.) (англ. *tectonic deformations*) - зміни в умовах залягання, текстурі і структурі гірських порід земної кори і верх. мантії, які викликаються механіч. напруженнями в літосфері. **Тектонічні деформації** поділяються на: пружні, пластичні і крихкі (розривні). Пружні деформації - це такі впливи тектонічних сил, при яких зберігається здатність відновлювати первинну форму тілом, після припинення дії на нього якого-небудь навантаження. Пружні властивості зберігаються до певної величини впливу, яку називають межею пружності. При досягненні межі пружності тіло втрачає здатність відновлювати первинну форму. Саме відбуваються пластичні деформації, внаслідок яких в пластах порід виникає нова форма, але зберігається їх сплошність. Пружні і пластичні деформації відбуваються доти, поки не пройде межа міцності порід, після чого відбувається їх руйнування або крихкі деформації. Кожний з вказаних типів деформацій залежить від величини і тривалості дії тектонічних напружень і від фізико-механічних властивостей гірських порід. У таких породах як аргиллити і алевролити (глинисті), в деяких метаморфічних породах (гнейси, серпентинити) частіше

виявляються пластичні деформації, тоді як пісковики, граніти і інш. більше схильні до крихких деформацій. У природі часто ці деформації зустрічаються спільно.

Розривні порушення утворюються внаслідок тектонічної деформації пластів з порушенням їх цілності. Вони розрізняються за формою, розмірами, амплітудою і іншими параметрами. Елементи розривних порушень: - площа розриву, - крила або блоки порід по обидві сторони. Як і у пласта гірських порід у площини розриву є елементи залягання - азимут падіння і кут падіння. Блок порід розташований над площиною розриву називається висячим, а під площиною - лежачим.

Основні типи тектонічних розривів. У напрямі переміщень блоків у вертикальному і горизонтальному напрямках виділяють: - *взброси і скиди* - утворюються при вертикальних переміщеннях блоків вдовж площини розриву, у якого кут падіння > 45 градусів. Взбросом називають розлом, у якого лежачий блок опущений, а висячий - підведений (взброшен); скиданням же називають розлом, у якого висячий блок опущений, а лежачий - підведений; - *зсуви* утворюються у випадку, коли блоки переміщуються відносно один одного в горизонтальному напрямі. Відзначимо, що зсуви розділяються на: праві - коли блоки зміщуючись рухаються за годинниковою стрілкою; ліві - переміщення блоків в плані відбувається проти годинникової стрілки.

У природі рідко зустрічаються розриви якогось одного типу. По одній площині розриву відбуваються як вертикальні, так і горизонтальні зміщення. Утворюються взбросо- і сбросо-зсуви. Поверхня площини розриву, її потужність можуть вимірюватися: від мм (дзеркала ковзання) до сотень метрів (в цьому випадку площа розриву розглядається як геологічне тіло лінійної форми, заповнене перетертим матеріалом - тектонічними брекчіями і милонітами, або жилами різного складу). Тектонічні порушення утворюють **систему розломів**: - *грабен* представляє систему, в якій центральна частина (блок) опущена, а крила підняті. Система грабенов протяжна на сотні км називається рифт (Байкальський рифт, Східно-Африканська рифтова система); - *горст* - це система розломів, в якій центральна частина піднята, а крила опущені.

Неотектонічні (новітні) рухи виявляються в різних частинах Землі і визначають сучасний рельєф. Найбільш максимально вони виявилися в формуванні гірського рельєфу. Всі гори на Землі сформувалися в неоген - четвертичному періодах, рідше за палеоген - четвертичному, хоч по висоті вони відрізняються. Гімалаї і Альпи - високі, а Уральські гори значно нижче перших. Це залежало від нерівномірності вияву інтенсивності неотектонических рухів. Для вивчення сучасних і неотектонических рухів широко використовується геоморфологические методи. З допомогою топокарт і аероснимков виявляють аномалії рельєфу, які відображають тектонічні рухи. Про переміщення річкової долини або берегової лінії моря можна судити по положенню річкових і морських терас. Ознаками неотектонических опускання служить освіта естуариев, занурення терас нижче за рівень моря, величина коралових рифів більше за 40-60 м.

Наукове і практичне значення вивчення тектонічних рухів, результатів цих рухів: 1 - дозволяє провести палеотектонічні реконструкції; 2 - можливість визначати умови формування будови земної кори (як окремий випадок - визначення умов формування рельєфу земної поверхні), 3 - реконструкції рухів по розломах і визначення шляхів руху рудоносних розчинів і їх концентрації в сприятливих структурних позиціях дозволяють на практиці провести цілеспрямовані пошуки корисних копалин.

Тектоніка плит - це основний процес, який значною мірою формує вигляд Землі. Слово «тектоніка» від грецького «тектон» - «будівник» або «теслер», плитами ж в тектоніці називають шматки літосфери. Згідно із зазначеною теорією літосфера Землі освічена гігантськими плитами, які додають нашій планеті мозаїчну структуру. По поверхні Землі рухаються не континенти, а літосферні плити. Повільно пересуваючись, вони захоплюють за собою континенти і океанічне дно. Плити стикаються один з одним, видавлюючи земну поверхню у вигляді гірських хребтів і гірських систем, або продавлюються вглибину, утворюючи свержглобокі впадини в океані. Їх могутня

діяльність уривається лише короткими катастрофічними подіями - землетрусами і виверженнями вулканів. Майже вся геологічна активність зосереджена вдовж меж плит.

Те, що плити переміщуються, цілком доведене (за допомогою супутників можна точно виміряти зміну відстані між двома точками на різних плитах і визначити швидкість їх переміщення), але механізм їх рухів всі ще до кінця невідомий. Існуюча теорія пояснює рух плит тим, що виникаючі в товщі мантії гарячі зони викидають до поверхні нагріта жвава речовина - плюми, які своїм натиском примушують континенти зміщатися.

Питання про те, коли процеси плитової тектоніки виникли уперше, обговорюється серед фахівців вже більш трьох десятиріч. Спочатку вважалося, що вони порівняно молоді - усього декілька мільйонів років, але в зв'язку з новими даними їх вік може піти глибоко в архейську еру. Якщо це припущення підтвердиться, то доведеться визнати, що приблизно 2,5 млрд. років тому Земля виділяла теплову енергію на поверхню таким же чином, як і сьогодні. Проте, теорія тектоніки плит не пояснює, як рух плит пов'язаний з процесами, що відбуваються в глибині планети, тому необхідна інакша теорія, що описує не тільки будову і пересування літосферних плит, але і внутрішня будова самої Землі, і ті процеси, які відбуваються в її надрах. Однак розробка такої теорії пов'язана з великими труднощами, оскільки вимагає спільних зусиль геологів, геофізиків, фізиків, хіміків, математиків і географів. І проте спроби її створенні не припиняються.

Тектонічні гіпотези (англ. *tectonic hypotheses*) - науково обґрунтовані припущення про причини рухів та деформацій земної кори, які змінюють її структуру. Всі відомі гіпотези об'єднують у дві основні групи - **фіксизму та мобілізму**.

Терміни «мобілізм» і «фіксизм» запропонував швейцарський геолог Е. Арган у 1924 році. Науково розроблена теорія мобілізму була сформульована американським ученим Ф. Тейлором і німецьким геофізиком А. Вегенером у 1910-1912 роках. (теорія дрейфу материків). Сучасний варіант мобілізму (тектоніка плит, або нова глобальна тектоніка) значною мірою базується на результатах вивчення рельєфу дна, магнітних аномалій порід дна океанів і на даних палеомагнетизму. Як можливі причини горизонтальних переміщень материків і літосферних плит вказуються підкіркові течії, що викликані нерівномірним розігріванням глибинних шарів Землі (теплова конвекція), розділення речовини мантії за густиною (гравітаційна диференціація, хіміко-щільнісна конвекція) і зміни радіуса Землі (зокрема розширення, що супроводжується розривом і розсуванням материків).

Гіпотеза мобілізму передбачає значні (до декількох тис. км) горизонтальні переміщення великих брил земної кори (і літосфери в цілому) відносно один одного і по відношенню до полюсів протягом геол. часу. Як можливі причини горизонтальних переміщень материків і літосферних плит вказуються підкіркові течії, що обумовлені нерівномірним розігріванням глибинних шарів Землі (теплова конвекція), розділення речовини мантії за густиною (гравітаційна диференціація, хіміко-густинна конвекція) і зміни радіуса Землі (зокрема розширення, що супроводжується розривом і розсуванням материків). Сучасний варіант мобілізму - **тектоніка плит**, або нова глобальна тектоніка.

Гіпотеза фіксизму припускає, що континенти залишалися у незмінному становищі протягом всього геологічного часу, а вирішальну роль у розвитку земної кори відіграють вертикальні тектонічні рухи. Згідно контракційній гіпотези Земля охолоджується і складчастість гірських порід та горотворення - наслідок зменшення радіусу планети. Фіксизм прийшов на зміну гіпотезі контракції, заснованої на положенні про перевагу в розвитку земної кори горизонтально спрямованих сил. Він базується на уявленнях про первинність вертикальних коливальних рухів і вторинності горизонтальних. Великий внесок у розвиток фіксизму внесли геологи й тектоністи: О. П. Карпінський, О. П. Павлов, А. Д. Архангельський, М. М. Тетяев й інші. Очевидно, першою, найбільш представницькою гіпотезою фіксизму можна вважати хвильову гіпотезу гравітаційної диференціації глибинної речовини Землі, що відбуває в процесі його геохімічної еволюції. Автор гіпотези – голландський геолог Р. В. ван Беммелен

включив у поле дії фіксізму всю планету, починаючи з розвитку геосинкліналей і кінчаючи формуванням материків й океанів. Послідовним представником цього напрямку у геології був В. В. Білоусов, що розвивав концепцію ендегенних режимів, засновану на нерозривному зв'язку процесів, що відбуваються в літосфері, із глибинними процесами; уявлення про те, що прояв конкретних ендегенних режимів визначаються взаємовідношенням астеносфери й літосфери й приводить до утворення великих тектонічних структур.

Дрифтова гіпотеза, теорія дрейфу материків (англ. *drifthypothesis*) - гіпотеза горизонтального переміщення (дрифту, або дрейфу) материків по пластичному базальтовому шару земної кори. Ґрунтується на подібності обрисів материків, їх геологічної будови й органічних решток у породах. За дрифтовою гіпотезою сучасні материки утворюються з єдиного суперматерика - Пангеї, який розколовся на початку мезозою. Висунув цю гіпотезу в другій половині ХІХ ст. астроном-аматор Є. В. Биханов; на початку ХХ ст. її розвинув німецький геофізик А. Вегенер.

Науковець А. Вегенер стверджував, що спочатку на поверхні Землі виник тонкий шар гранітних порід. З часом гранітні брили сконцентрувалися в один великий суперконтинент - Пангею (570-280 млн років тому). Тоді ж і утворився суперокеан, який оточував це суходілля. Потім Пангея розкололася і продовжувала розпадатися на більш дрібні частини. Ця революційна для тих років теорія досить просто пояснювала багато незрозумілих геологічних фактів. Механізм руху континентів Вегенер обґрунтував дією відцентрових сил в результаті обертання Землі та взаємним притяганням Землі, Сонця і Місяця. Таким чином він пояснював віддалення Північної Америки від Європи і Африки, виникнення Атлантичного океану, а також інтенсивне утворення грандіозних складчастих гірських хребтів Кордильєр і Анд у фронтальній частині обох американських материків, що насуваються на тихоокеанську платформу. Дрейфування континентів від полюсів у напрямку екватора, викликане обертовим рухом Землі, призвело до зіткнення Європи і Африки, в результаті чого в Африці утворилися Атлаські гори, а у Європі – Альпи, Карпати, Динарське нагір'я та інші гірські хребти. Поява Гімалаїв в свою чергу було результатом зіткнення Деканського нагір'я з Азією. Ці молоді гірські хребти виникли в результаті повільного руху континентів майже перпендикулярно до загальноновизнаних за А. Вегенером напрямками дрейфу. Більш старі гірські хребти спрямовані в інших напрямках, які А. Вегенер пояснював іншим у той час місцезнаходженням як полюсів, так і осі обертання Землі, від яких залежав напрямок дрейфу материків.

Тектоніка літосферних плит – це сучасна геологічна теорія, згідно з якою літосфера розділена на великі плити, які рухаються по астеносфері в горизонтальному напрямку. Біля серединно-океанічних хребтів літосферні плити нарощуються за рахунок речовини, яка піднімається з надр, і розходяться в сторони (спрединг). У глибоководних жолобах одна плита знаходить на іншу і поглинається мантією (субдукція). Там, де плити зіштовхуються між собою, виникає складчаста споруда (колізія).

Тектоніка плит - геотектонічна гіпотеза, що пояснює рухи, деформації і сейсмічну активність верхньої оболонки Землі. Згідно з Т.п. літосфера розділена на плити, що відокремлені одна від одної глибинними розломами і які переміщуються по відносно пластичній астеносфері в горизонтальному напрямку. Осн. положення Т.п. сформульовані в 1967-1968 рр. групою амер. геофізиків У.Дж. Морганом, К.Ле Пішоном, Дж. Олівером, Дж. Айзексом, Л. Сайксом в розвиток більш ранніх (1961-1962 рр.) ідей амер. вчених Г. Хесса і Р. Дітца про розширення (спрединг) ложа океанів, передбачених англ. геологом А. Холмсом в 1931 і англ. вченим О. Фішером (ХІХ ст.), а також нім. вченим А. Вегенером в його гіпотезі дрейфу материків (дрифтова гіпотеза, 1912). Основна ідея Т.п. як тектонічної теорії - розгляд літосфери як системи рухомих блоків літосферних плит, що розсуваються внаслідок спредингу від серединно-океанічних хребтів і

підсуваються одна під одну внаслідок субдукції або зіштовхуються при колізії. З її допомогою намагаються пояснити землетруси, вулканічну діяльність (зокрема, вибух вулкана Санторін у 1400 р. до н. е., виверження вулканів Тамборо і Кракатау у XIX ст.) і гороутворення як наслідок великих горизонтальних переміщень поверхневих частин Землі.

До числа великих плит належать: сім великих Тихоокеанська, Євразійська, Північно-Американська, Південно-Американська, Африканська, Індо-Австралійська, Антарктична і вісім малих та мікроплит (Аравійська, Індокитайська, Карибська, Китайська, Кокос, Філіппінська, Хуан-де-Фука). Рух літосферних плит по астеносфері складний, в ньому виділяють три основні типи:

- 1) розходження (дивергенція) в осьових зонах серединно-океанічних хребтів;
- 2) сходження (конвергенція) по периферії океанів, в глибоководних жолобах, де океанські плити підсуваються під континентальні або островодужні;
- 3) ковзання вздовж трансформних розломів.

Саме розширення ложа океанів в зв'язку з розходженням плит вздовж осей серединних хребтів і народження нової океанської кори компенсується її поглинанням в зонах підсування - субдукції океанічної кори в глибоководних жолобах, завдяки чому об'єм Землі залишається постійним. Рух плит по поверхні астеносфери підкоряється теоремі Л. Ейлера, що описує траєкторії взаємного переміщення зв'язаних точок на сфері як дуги кіл, проведених відносно деяких полюсів обертання; останні розташовані на перетині поверхні Землі віссю, що проходить через центр Землі. Причина переміщення літосферних плит - теплова конвекція в мантії Землі. Експериментальна перевірка цих положень в основному підтвердила їх справедливість. Залишається відкритим питання про початок дії Т.п. в історії Землі, оскільки прямі ознаки плитно-тектонічних процесів (офіоліти як показники спредингу, пояси метаморфізму високого тиску як показники субдукції) відомі лише з пізнього протерозою - рифею (за іншою версією з архею або раннього протерозою).

Основні положення теорії: 1. Сейсмічні пояси є зонами, де відбуваються диференціальні рухи жорстких (непластичних) плит. 2. Первинна геологічна стратифікація верхньої мантії і кори з їх розділенням на літосферу і астеносферу визначає механічну поведінку верхніх шарів Землі. 3. Більша частина механічної енергії вивільняється в межах декількох вузьких сейсмічних поясів, а решта енергії - при епейрогенічних рухах. 4. Переміщення жорстких (непластичних) тіл на поверхні Землі обмежені суворими геометричними умовами.

З вищенаведених основних положень випливають такі *наслідки*:

а) розділ на плити не пов'язаний з розділом на океани і материки, позаяк сейсмічні пояси загалом не збігаються з границями між материками і океанами, за винятком Тихоокеанської плити;

б) відносні рухи охоплюють мозаїчну систему плит і немає жодних підстав вважати, що якась одна границя плити є нерухомою в існуючій системі координат. Відповідно, для геологічних задач можна точно вимірювати лише відносні рухи плит;

в) великі переміщення плит завжди приурочені до одних і тих самих послаблених зон, тому не існує простого методу, який би зв'язував тектонічні напруги всередині плит з їх взаємними переміщеннями.

Хоча тектоніка плит містить у собі поняття про рух материків, це не те ж саме, що гіпотеза дрейфу материків, запропонована на початку XX століття. Цю гіпотезу геологи відкинули через деякі експериментальні та теоретичні неузгодженості. Теорія, прийнята зараз, докорінно відрізняється від колишньої.

Дивергентні межі (межі розсування плит). Це межі між плитами, що рухаються в протилежні сторони. У рельєфі Землі виражені рифтами, в них переважають деформації розтягування, потужність кори знижена, тепловий потік максимальний, відбувається вулканізм. Якщо така межа утворюється на континенті, то формується континентальний

рифт, який надалі може перетворитися на океанічний басейн з океанічним рифтом у центрі. В океанічних рифтах в результаті спредингу формується нова океанічна кора.

На океанічній корі рифти приурочені до центральних частин серединно-океанічних хребтів. У них відбувається утворення нової океанічної кори. Загальна їх протяжність понад 60 тисяч кілометрів. З ними пов'язано безліч гідротермальних джерел, які виносять у океан значну частину глибинного тепла, і розчинених елементів. Високотемпературні джерела називаються чорними курцями, з ними пов'язані значні запаси кольорових металів. Розкол континенту на частини починається з утворення рифта. Кора тоншає і розсувається, починається магматизм. Формується протяжна лінійна западина глибиною порядку сотень метрів, яка обмежена серією скидів. Після цього можливі два варіанти розвитку подій: або розширення рифта припиняється і він заповнюється осадовими породами, перетворюючись на авлакоген, або континенти продовжують розсуватися і між ними, вже в типово океанічних рифтах, починає формуватися океанічна кора.

Острівні дуги - це ланцюжки вулканічних островів над зоною субдукції, що виникають там, де океанічна плита занурюється під континентальну. Як типові сучасні острівні дуги можна назвати Алеутські, Курильські, Маріанські острови, і багато інших архіпелагів. Японські острови також часто називають острівною дугою, але їх фундамент дуже древній і насправді вони утворені кількома різновіковими комплексами острівних дуг, так що Японські острови є мікроконтинентом. Острівні дуги утворюються при зіткненні двох океанічних плит. При цьому одна з плит опиняється знизу і поглинається в мантію. На верхній же плиті утворюються вулкани острівної дуги. Вигнута сторона острівної дуги спрямована в бік плити, що поглинається. З цього боку знаходяться глибоководний жолоб і переддуговий прогин. За острівною дугою розташований задуговий басейн (типові приклади: Охотське море, Південно-Китайське море і т. д.), в якому може відбуватися спрединг.

Колізія континентів. Зіткнення континентальних плит призводить до зминання кори і утворення гірських пасом. Прикладом колізії є Альпійсько-Гімалайський гірський пояс, що утворився в результаті закриття океану Тетіс і зіткнення з Євразійською плитою Індостану і Африки. У результаті потужність кори значно збільшується, під Гімалаями вона становить 70 км. Це нестійка структура, вона інтенсивно руйнується поверхневою і тектонічною ерозією. У корі з різко збільшеною потужністю йде виплавка гранітів з метаморфізованих осадових і магматичних порід. Так утворилися найбільші батоліти.

Трансформні межі. Іноді дві літосферні плити не розходяться і не посуваються одна під одну, а лише труться краями. Найвідоміший приклад - розлом Сан-Андреас у Каліфорнії, де рухаються Тихоокеанська і Північно-Американська плити. Плити стикаються на час, а потім розходяться, вивільняючи багато енергії і викликаючи сильні землетруси.

Трансформні розломи. В океанах трансформні розломи йдуть перпендикулярно серединно-океанічним хребтам (СОХ) і розбивають їх на сегменти шириною в середньому 400 км. Між сегментами хребта знаходиться активна частина трансформного розлому. Там постійно відбуваються землетруси і горотворення, навколо розлому формуються численні оточуючі структури - насуви, складки і грабени. В результаті, в зоні розлому нерідко оголюються мантіїні породи. По обидві сторони від сегментів СОХ знаходяться неактивні частини трансформних розломів. Активних рухів у них не відбувається, але вони чітко виражені в рельєфі дна океанів лінійними підняттями з центральною депресією. Трансформні розломи формують закономірну сітку і, очевидно, виникають не випадково, а в силу об'єктивних фізичних причин. Сукупність даних чисельного моделювання, теплофізичних експериментів і геофізичних спостережень дозволила з'ясувати, що мантійна конвекція має тривимірну структуру. Крім основної течії від СОХ, в конвективному осередку за рахунок охолодження верхніх частин потоку,

виникають поздовжні течії. Ця остигла речовина спрямовується вниз вздовж основного напрямку течії мантиї. У зонах цього другорядного потоку, що опускається, і знаходяться трансформні розломи. Така модель добре узгоджується з даними про тепловий потік: над трансформними розломами спостерігається його зниження.

Зсуви на континентах. Зсувні межі плит на континентах зустрічаються відносно рідко. Єдиним нині активним прикладом межі такого типу є розлом Сан-Андреас, що відокремлює Північно-Американську плиту від Тихоокеанської. 800-мильний розлом Сан-Андреас - один з найбільш сейсмоактивних районів планети: за рік плити зміщуються один відносно одного на 0,6 см, землетруси з магнітудою понад 6 одиниць відбуваються в середньому раз на 22 роки. Місто Сан-Франциско і велика частина району бухти Сан-Франциско побудовані у близькості від цього розлому.

Процеси всередині плит. Перші формулювання тектоніки плит стверджували, що вулканізм та сейсмічні явища зосереджені на межі плит, але скоро стало зрозуміло, що і всередині плит йдуть специфічні тектонічні і магматичні процеси, які були інтерпретовані в рамках теорії. Серед процесів, що відбуваються всередині плит особливе місце зайняли явища базальтового магматизму в деяких районах, так звані гарячі точки.

На дні океанів розташовані численні вулканічні острови. Деякі з них розташовані в ланцюжках з послідовно змінюваним віком. Класичним прикладом такої підводного пасма став Гавайський підводний хребет. Він піднімається над поверхнею океану у вигляді Гавайських островів, від яких на північний захід йде пасмо підводних гір з безперервно збільшуваним віком, деякі з яких, наприклад, атол Мідвей, виходять на поверхню. На відстані близько 3000 км від Гаваїв пасмо трохи повертає на північ і називається вже Імператорським хребтом. Він переривається в глибоководному жолобі перед Алеутською острівною дугою. Для пояснення цієї дивної структури було зроблено припущення, що під Гавайськими островами знаходиться гаряча точка - місце, де до поверхні піднімається гарячий мантийний потік, який проплаває океанічну кору, що рухається над ним. Таких точок зараз на Землі встановлено безліч. Мантийний потік, який їх викликає, називають плюмом. В деяких випадках передбачають виключно глибоке походження речовини плюму, аж до межі ядра-мантиї.

Трапи і океанічні плато. Крім довготривалих гарячих точок, всередині плит іноді відбуваються грандіозні виливи розплавів, які на континентах формують трапи, а в океанах океанічні плато. Особливість цього типу магматизму в тому, що він відбувається за короткий у геологічному сенсі час - близько декількох мільйонів років, але захоплює площі (десятки тисяч км²); при цьому виливається колосальний обсяг базальтів, порівнюваний з їх кількістю, що кристалізується в серединно-океанічних хребтах. Відомі трап плоскогір'я Декан на Індостанському континенті та багато інших. Причиною утворення трапів також вважаються гарячі мантийні потоки, але на відміну від гарячих точок вони діють короткочасно, і різниця між ними не зовсім зрозуміла. Гарячі точки і трапи дали підстави для створення так званої плюмової геотектоніки, яка стверджує, що значну роль в геодинамічних процесах відіграє не тільки регулярна конвекція, а й плюм. Плюмова тектоніка не суперечить тектоніці плит, а доповнює її.

Вплив переміщення плит на клімат. Розташування великих континентальних масивів в приполярних областях сприяє загальному зниженню температури планети, оскільки на континентах можуть утворюватися покривні заледеніння. Чим ширше розвинене заледеніння, тим більше альbedo планети і тим нижча середньорічна температура. Крім того, взаємне розташування континентів визначає океанічну і атмосферну циркуляцію. Однак така проста схема континенти в приполярних областях - заледеніння, континенти в екваторіальних областях - підвищення температури, виявляється невірною при зіставленні з геологічними даними про минуле Землі. Четвертинне заледеніння дійсно відбулося, коли в районі Південного полюса опинилася Антарктида, і в північній півкулі Євразія і Північна Америка наблизилися до Північного полюса. З іншого боку, найсильніше протерозойське

заледеніння, під час якого Земля виявилася майже повністю вкрита льодом, відбулося тоді, коли більша частина континентальних масивів перебувала в екваторіальній області. Істотні зміни положення континентів відбуваються за час порядку десятків мільйонів років, в той час як сумарна тривалість льодовикових епох складає порядку декількох мільйонів років, і під час однієї льодовикової епохи відбуваються циклічні зміни заледеніння і Інтергляціал періодів. Всі ці кліматичні зміни відбуваються швидко в порівнянні зі швидкостями переміщення континентів, і тому рух плит не може бути їх причиною. Переміщення плит не грають визначальної ролі в кліматичних змінах, але можуть бути важливим додатковим чинником, що їх «підштовхує».

Початок тектоніки плит. Перші блоки континентальної кори, кратони, виникли на Землі в археї, тоді ж почалися їх горизонтальні переміщення, але повний комплекс ознак дії механізму тектоніки плит сучасного типу зустрічається тільки в пізньому протерозої. До цього мантия, можливо, мала іншу структуру масопереносу, в якій велику роль відіграли не усталені конвективні потоки, а турбулентна конвекція і плюм.

У минулому потік тепла з надр планети був більшим, тому кора була тоншою, тиск під набагато тоншою корою був теж нижчим. А при істотно нижчому тиску і трохи більшій температурі в'язкість мантийних конвекційних потоків безпосередньо під корою була набагато нижчою за нинішню. Тому в корі, що пливла на поверхні мантийного потоку менш в'язкого, ніж сьогодні, виникали лише порівняно невеликі пружні деформації. І механічні напруги, породжувані в корі менш в'язкими, ніж сьогодні, конвекційними потоками, були недостатні для перевищення межі міцності порід кори. Тому й не було такої тектонічної активності, як в даний час.

Минулі переміщення плит. Відтворення минулих переміщень плит - один з основних предметів геологічних досліджень. З різним ступенем детальності положення континентів і блоків, з яких вони сформувалися, реконструйовано аж до архею. З аналізу переміщень континентів було зроблене емпіричне спостереження, що континенти кожні 400-600 млн. років збираються у величезний материк, що містить в собі майже всю континентальну кору - суперконтинент. Сучасні континенти утворилися 200-150 млн років тому, в результаті розколу суперконтиненту Пангеї. Зараз континенти знаходяться на етапі майже максимального завершення. Атлантичний океан розширюється, а Тихий океан закривається. Індостан рухається на північ і мне Євразійську плиту, але, мабуть, ресурс цього руху вже майже вичерпаний, і в недалекому геологічному часі в Індійському океані виникне нова зона субдукції, в якій океанічна кора Індійського океану буде поглинатися під Індійський континент.

Зараз тектоніку вже не можна розглядати як суто геологічну концепцію. Вона відіграє ключову роль у всіх науках про Землю, в ній виділилося кілька методичних підходів з різними базовими поняттями і принципами. З точки зору *кінематичного підходу*, рухи плит можна описати геометричними законами переміщення фігур на сфері. Земля розглядається як мозаїка плит різного розміру, що переміщуються одна відносно одної і самої планети. Палеомагнітні дані дозволяють відновити положення магнітного полюса щодо кожної плити на різні моменти часу. Узагальнення даних за різними плитами призвело до реконструкції всієї послідовності відносних переміщень плит. Об'єднання цих даних з інформацією, отриманою з нерухомих гарячих точок, зробило можливим визначити абсолютні переміщення плит та історію руху магнітних полюсів Землі.

Теплофізичний підхід розглядає Землю як теплову машину, в якій тепла енергія частково перетворюється в механічну. Рух речовини у внутрішніх шарах Землі моделюється як потік в'язкої рідини, описуваний рівняннями Нав'є-Стокса. Мантийна конвекція супроводжується фазовими переходами і хімічними реакціями, які відіграють визначальну роль в структурі мантийних течій. Грунтуючись на даних геофізичного зондування, результатах теплофізичних експериментів і аналітичних і чисельних розрахунках, вчені намагаються деталізувати структуру мантийної конвекції, знайти

швидкості потоків та інші важливі характеристики глибинних процесів. Особливо важливі ці дані для розуміння будови найглибших частин Землі - нижньої мантії та ядра, які недоступні для безпосереднього вивчення, але впливають на процеси, що йдуть на поверхні планети.

Геохімічний підхід. Для геохімії тектоніка плит важлива як механізм безперервного обміну речовиною і енергією між різними оболонками Землі. Для кожної геодинамічної обстановки характерні специфічні асоціації гірських порід. У свою чергу, за цими характерними особливостями можна визначити геодинамічну обстановку, в якій утворилася порода.

Історичний підхід. У сенсі історії планети Земля, тектоніка плит - це історія з'єднання і розколювання континентів, народження та згасання вулканічних ланцюгів, появи і закриття океанів і морів. Зараз для великих блоків кори історія переміщень встановлена з великою детальністю і за значний проміжок часу, але для невеликих плит методичні труднощі набагато більші. Найскладніші геодинамічні процеси відбуваються в зонах зіткнення плит, де утворюються гірські ланцюги, складені безліччю дрібних різнорідних блоків - террейнів. При вивченні Скелястих гір зародився особливий напрямок геологічних досліджень - террейновий аналіз, який увібрав у себе комплекс методів з виділення террейнів і їх історії.

Значення тектоніки плит. Тектоніка плит зіграла в науках про Землю роль, порівнянну з геліоцентричною концепцією в астрономії, або відкриттям ДНК у генетиці. До прийняття теорії тектоніки плит, науки про Землю носили описовий характер. Вони досягли високого рівня досконалості в описі природних об'єктів, але рідко могли пояснити причини процесів. У різних розділах геології могли домінувати протилежні концепції. Тектоніка плит зв'язала різні науки про Землю, дала можливість передбачувати процеси.

Головні структурні елементи земної кори. Найбільш структурними елементами земної кори, які не тільки відрізняються за характером її будови, але й чітко простежуються на поверхні, є континенти і океани. Проте відразу слід зазначити, що не весь простір заповнений водами океанів є океанською структурою. Периферійні частини океанів характеризуються наявністю шельфових зон, для яких властивий континентальний тип кори і їх вважати складовими океанських структур було б помилкою, так само як і внутрішньоконтинентальні моря з океанічним типом кори не можна відносити до континентальної структури. Окрім того, різниця між цими двома структурними елементами земної кори не зводиться тільки до типу земної кори, а охоплює цілу низку відмінностей у будові, складі, фізичному стані речовини тощо, не лише земної кори, але й літосфери і навіть верхньої мантії. В даному випадку важливим критерієм, який підкреслює неоднорідність літосфери, є сейсмічність. У межах земної кулі спостерігається різка нерівномірність проявлення сейсмічної активності. Виділяються широкі ділянки земної поверхні континентів і ложа океанів практично асейсмічні, і відносно вузькі зони, в межах яких зосереджені всі осередки землетрусів і вулканічної діяльності, тобто сейсмічно активні. Такими зонами є серединно-океанічні хребти, зони поєднання островних дуг або окраїнних гірських хребтів і глибоководних жолобів на периферії океанів, а також гірський пояс, який простягається від Гібралтара через Північну Африку, Південну Європу та Центральну Азію до Індонезії. Такі зони виконують роль своєрідних швів між відносно стійкими і внутрішньо монолітними ділянками літосфери, які називаються літосферними плитами. На сучасному етапі вивченості літосфери в її структурі виділяється сім великих і тринадцять малих плит, які об'єднують континенти та прилеглі до них ділянки океанів. Наприклад, Африканська плита окрім однойменного континенту та його підводної окраїни включає також південно-східну частину Атлантичного океану, західну частину Індійського океану аж до їх серединноокеанічних хребтів, а також південно-східну частину Середземного моря. Існують також чисто океанічні плити, і прикладом таких може бути Тихоокеанська. Причина поєднання ділянок континентальної і океанічної кори в одну плиту полягає,

перш за все, у їх динамічному зв'язку, а саме в тому, що вони рухаються разом, як єдине ціле.

Головними структурними елементами океанів є серединноокеанічні хребти, які являють собою своєрідні рухливі пояси з їх осьовими рифтами, і океанські плити, яким відповідають абісальні улоговини та підводні підвищення, що їх ускладнюють. **На континентах до основних структур належать** гірські споруди, або орогени (грецк. “орос” – гора), в межах яких подібно до серединно-океанічних хребтів спостерігається підвищена ендегенна активність (землетруси, вулканічні прояви, тощо), що сприяє виникненню та розвитку інтенсивних вертикальних і горизонтальних рухів, а також платформи, до яких належать тектонічно спокійні, здебільшого асейсмічні та авулканічні, майже до ізометричної форми ділянки континентів значних розмірів, які в геоморфологічному відношенні відповідають, рівнинним областям. Характерною властивістю платформ є практично субгоризонтальне залягання осадових порід, а іноді базальтових лав.

Області земної кори з активним тектонічним режимом, до яких відносяться насамперед орогени, ще називають **геосинкліналями**, або за термінологією В.Ю.Хайна, рухливими геосинклінальними поясами. Вперше поняття про геосинкліналі в геологію запровадив у 1873 році американський геолог Д.Дена, а ще раніше (1857 р.) його співвітчизник Дж.Холл, сформулював своєрідну концепцію, згідно з якою гірсько-складчасті області виникли на місці заповнених морськими відкладами прогинів у земній корі. Враховуючи, що загальна форма цих прогинів мала вигляд синкліналей, а масштаби їх прояву (значна протяжність, потужність відкладів, яка свідчила про великі глибини), їх назвали геосинкліналями. На питанні виникнення та розвитку геосинклінальних поясів ми детальніше зупинимось в наступному розділі, а тут лише зазначимо, що здебільшого вони виникають і розвиваються в зоні переходу від континенту до океану і їх еволюція сприяє формуванню потужної земної кори. Зміст розвитку геосинкліналі зводиться до утворення в земній корі прогину. Цей процес супроводжується формуванням системи глибинних розломів, активною вулканічною діяльністю і заповненням прогину теригенними, теригенно-карбонатними та кременистими відкладами. Пізніше виникають локальні підняття, структура прогину ускладнюється. Процес підняття окремих ділянок прогину інтенсифікується і висхідні рухи переважають над низхідними. Це призводить до виникнення нових розривних порушень у корі і поновлення старих, а по розломах відбувається підняття свіжих порцій магми, яка вкорінюючись в товщу осадових та вулканогенних порід застигає, утворюючи інтрузивні тіла. В кінцевому результаті всі відклади, які виповнювали первинний прогин, внаслідок вертикальних рухів, а також вкорінення магми зминаються в складки і на місці геосинкліналі виникає складчаста гірська область. На периферії таких областей, а також поміж гірськими хребтами виникають понижені ділянки рельєфу, зайняті здебільшого алювіальними низинами, або мілководними морями, в яких відбувається накопичення потужних товщ грубоуламкових продуктів, які утворилися в процесі руйнування гір різноманітними екзогенними процесами. Такі прогини та западини відповідно називають передгірськими та міжгірськими, а теригенні відклади, які їх виповнюють – моласами. Внутрішня будова таких гірських споруд дуже складна. Вони характеризуються широким розвитком складок, тектонічних покривів і розривних порушень різних типів. Вся товща осадових і вулканогенно-осадових порід пронизана інтрузіями гранітів і дайками магматитів основного складу.

Результати геологічних досліджень свідчать, що всі сучасні гірські споруди є результатом проявлення новітніх тектонічних рухів впродовж олігоцен – антропогенового часу. Проте в будові одних гірських областей, таких як Карпати, Кавказ, Копетдаг, частково Памір, беруть участь морські відклади палеогену та неогену, а інші складені значно древнішими породами – ранньомезозойськими, палеозойськими і докембрійськими. Отже гірські споруди другої групи, які складені докайнозойськими

породами зазнали складчасто-насувних деформацій і були вперше підняті у вигляді гір задовго до неоген-четвертинного часу. Пізніше ці первинні гірські хребти були денудовані, нерідко до самого підніжжя, а в кайнозої зазнали повторного піднімання. Таким чином, серед гірських споруд Землі виділяються молоді гори, і гори, які зазнали відродження. Перші називають первинними, або епігеосинклінальними (грец. “епі” – після), а другі – вторинними, або епіплатформеними. Прикладом останніх можуть бути Тянь-Шань, Алтай, Саяни, гірські хребти Прибайкалля. Для первинних орогенів типовими є склепінні структури, а для вторинних – склепінно-брилові, або брилові, які накладені на складну складчасто-насувну первинну структуру. Другою ознакою первинного віку гірських споруд є метаморфізм і гранітизація. Древніші гори складені сильніше метаморфізованими і гранітизованими породами в порівнянні з породами молодих орогенів. Не всі древні складчасті споруди підлягають новітньому гороутворенню. Значна їх частина після денудаційного нівелювання переходить до відносно спокійного платформового тектонічного режиму і на їх місці утворюються неглибокі моря в яких відбувається накопичення малопотужних осадків. Так започатковуються платформи характерною властивістю яких є наявність двоповерхової будови. Нижній поверх, або як його здебільшого називають фундамент платформ складений сильно дислокованими, метаморфізованими і прорваними гранітоїдними тілами породами, які на доплатформеному етапі розвитку складала складчасті споруди, що були в подальшому денудованими до рівня моря. На породах фундаменту, з кутовим і стратиграфічним неузгодженням, субгоризонтально залягають породи верхнього структурного поверху, який називають осадовим чохлам платформ. Складений він практично недислокованими, неметаморфізованими, малопотужними (в середньому 3-5 км) осадовими відкладами мілководно-морських, лагунних і континентальних фацій.

Платформи складені структурними елементами вищих порядків, серед яких основне місце належить щитам і плитам (ці плити не слід утотожнювати з літосферними або океанськими). **Щити** – це виходи на поверхню фундаменту платформи, який впродовж усього платформового етапу розвитку перебував в стані піднімання. **Плитами** називаються частини платформи, які перекриті осадовим чохлам і протягом усієї історії її розвитку мали тенденцію до опускання. Плити, в свою чергу, складені більш дрібними структурними елементами, серед яких розрізняють синеклізи і антеклізи. **Синеклізи** – це широкі, близької до ізометричної форми западини, під якими фундамент прогнутий, а антеклізи, навпаки – пологі, склепіннеподібні, з припіднятим фундаментом і менш потужним у порівнянні з синеклізами чохлам. В основі (так би мовити “на дні”) синекліз часто бувають поховані під товщею осадових порід рифтоподібні структури, в розрізі яких значне місце належить вулканогенним породам. Це так звані **авлакогени**. Нерідко антеклізи і синеклізи ускладнюються другорядними структурами, такими як вали і плакантикліналі. В периферійних частинах платформ, там де вони межують зі складчастими поясами, утворюються глибокі западини, які називаються перикратонними, тобто ті які виникли на краю кратону або платформи. Над зонами розломів у фундаменті, де мають місце вертикальні переміщення блоків, утворюються так звані флексури – вигини верств порід чохла без розриву їх суцільності і зі збереженням паралельності крил. Всі платформові структури дуже пологі, що загалом надає верствам порід вигляд субгоризонтального залягання. Серед платформ розрізняють древні, або як їх ще називають кратони, фундамент яких складений метаморфізованими докембрійськими породами, а чохлам відкладами фанерозою, і молоді платформи з палеозойським, рідко, мезозойським фундаментом та мезокайнозойським, або кайнозойським чохлам. Більша частина території України (95%) розташована на південному-заході так званої Східно-Європейської платформи де виділяються Український щит, Волино-Азовська і Руська плити. Останню ускладнює Дніпровсько-Донецька западина. Фундаментом платформи є нижньодокембрійські породи, а осадовий чохлам утворюють відклади верхнього протерозою та фанерозойського еону. На півдні України (рівнинний Крим і

Передобруджа) знаходиться молода Скіфська платформа, фундамент якої складають породи палеозою, а чохол – мезокайнозойські відклади. Окрім того на території України є три складчасті області. Це Донбас, який належить до споруд герцинської складчастості, мезозойська геосинкліналь Гірського Криму і альпійська складчаста система Українських Карпат. З півдня територія України омивається водами Чорного моря, яке займає відносно молоду за віком (міоцен) западину з субокеанічним типом земної кори.

Процеси геологічні (англ. *geologic processes*) - природні процеси, які викликають зміни в складі і будові земної кори і верхньої мантії, а також рельєфі. Геологічні процеси поділяють на ендегенні і екзогенні. Наприклад, тектонічні структури і магматичні породи формуються під дією ендегенних процесів, а осадові породи - при переважному впливі екзогенних процесів. Часто має місце комплексний їх прояв. Історію геологічних процесів вивчають за будовою земної кори, похованим рельєфом минулих епох.

Геологічні процеси - хід розвитку явищ, при якому створюється або змінюється рельєф, відбувається різноманітні рухи і перетворення в надрах і, в кінцевому рахунку, формується земна кора. Геологічні процеси є основним предметом вивчення динамічної або фізичної геології; просторово-тимчасовий їх прояв вивчає історична геологія, а ті з них, що формують рельєф - геоморфологія. Їх прийнято ділити на дві основні групи - ендегенні та екзогенні, або процеси внутрішньої і зовнішньої динаміки. В останні десятиліття починають активно вивчатися ще одна група Г.п., які можна називати космогенними: надходження на землю космічного матеріалу, що обумовлює формування імпактних структур і, в кінцевому рахунку, самої Землі, вплив фізичних полів космосу. Всі Г.п. умовно можна розділити на стародавні і сучасні; останні називають також фізико-географічними. Геологію вони цікавлять для відновлення картин минулого, як фактор створення сучасного рельєфу. За часом геологічні процеси можуть відбуватися у різні строки: одні закінчуються швидко – наприклад, виверження вулканів, землетруси, гірські обвали, а інші тривають мільйони років – осадконакопичення, гороутворення й інші.

Дислокація (англ. *dislocation, tectonic dislocation, diastrophis*) - порушення форми первинного залягання гірських порід, зумовлене головним чином дією внутрішніх сил Землі, дії тектонічних процесів. Розрізняють тектонічні дислокації плікативні, ін'єктивні та диз'юнктивні. **Диз'юнктивні або розривні дислокації** - порушення в результаті тектонічних рухів нормального залягання шарів гірських порід, що супроводжується розривом суцільності і відносним переміщенням розірваних частин (блоків, крил) по тріщині (зміщувачу). **Плікативні або складчасті дислокації** - порушення, що виникли у результаті тектонічних рухів у гірських породах без розриву їх суцільності. До плікативних відносять складки різноманітних форм, масштабів та походження.

Денудація - процеси руйнування гірських порід, що супроводжуються переміщенням їхніх уламків під дією гравітаційних сил, вітру, води, криги (агенти денудації). У денудаційному процесі можна виділити стадію руйнування гірських порід і стадію переносу (транспортування) продуктів руйнування. Закінчується процес седиментацією (осадконакопиченням), після якої наступають стадії діагенезу - переродження осадку у гірську породу, що виражається у її ущільненні, цементації, дегідратації, та катагенезу - перекристалізації осадкової породи. Основною рушійною силою процесів денудації виступає сила гравітації, дія якої є універсальною і виявляється *безпосередньо* (гірські обвали, каменепади, снігові й льодовикові лавини тощо) або *опосередковано*, завдяки дії вітру, текучих вод, льоду.

Денудація розкриває родовища корисних копалин, які формувалися при осадонакопиченні або магматичній діяльності в земній корі на різних глибинах. Денудація призводить до перерозподілу корисних копалин, виникнення розсипів, покладів осадових корисних копалин. Внаслідок денудації рельєф вирівнюється. Нижній рівень денудації – рівень, до якого теоретично може бути понижений суходіл внаслідок сукупної дії всіх руйнівних екзогенних факторів в умовах тривалого тектонічного спокою. Теоретично

збігається з загальним базисом ерозії, тобто рівнем Світового океану, в дійсності лежить нижче, оскільки ерозія річок і морська абразія в межах шельфу проявляються і під водою.

Полігенетичні поверхні вирівнювання (англ. *polygenetic planed surfaces*) - морфологічно єдині поверхні, утворені в різних своїх частинах різними екзогенними процесами (г.ч. процесами денудації та акумуляції). Перенос продуктів руйнування із областей денудаційного вирівнювання в пониження рельєфу, де утворюються акумулятивні поверхні, обумовлює парагенетичний зв'язок між окремими частинами різногенезисної поверхні вирівнювання. Розташовуються поблизу рівня моря (загального базису денудації), охоплюючи суходіл та прилеглий шельф, включають денудаційні (ерозійні) рівнини (пенеплени, педиплени), озерно-алювіальні та абразійно-акумулятивні морські рівнини.

Пластова сходи́нка (англ. *denudation step*) - уступ від однієї плоскої поверхні рельєфу до такої ж, яка лежить нижче в області горизонтального залягання пластів гірських порід неоднакової твердості. Термін застосовується також для позначення локальних поверхонь вирівнювання.

Підземна денудація - різновид денудації, винесення розчинних сполук або механічне переміщення твердих компонентів підземними водами. Це узагальнене поняття для таких добре відомих процесів як карст і суфозія. Підземна денудація активно вивчається гідрогеологією і інженерною геологією, є типовим екзогенним фактором (процеси зовнішньої динаміки Землі) і доповнює поверхневу денудацію, яка формує разом з ерозією і акумуляцією рельєф. Денудація підземна приводить до утворення псевдокарстових форм у нерозчинних та водонепроникних породах за рахунок підземного розмиву, розчинення та винесення пухкого матеріалу. Виявляється у лесах, глинах, туфах.

Акумуляція в геології - нагромадження на поверхні суші або на дні водойми мінеральних частинок чи органічних залишків в результаті діяльності вітру, текучих вод, льодовиків, вулканів, моря та інших геол. факторів. Процес, протилежний денудації і залежний від неї. Области акумуляції - це найчастіше тектонічні прогини та западини, а також денудаційні долини й улоговини. Розрізняють акумуляцію наземну (гравітаційну, річкову, льодовикову, водно-льодовикову, морську, озерну, еолову, біогенну, вулканогенну) і підводну (підводно-зсувну, прибережно-морську, дельтову, рифогенну, вулканічну, хемогенну тощо). З процесами акумуляції пов'язане утворення різних типів екзогенних родовищ корисних копалин. Внаслідок акумуляції на земній поверхні утворюються такі форми рельєфу, як акумулятивні рівнини різного походження, акумулятивні тераси, дельти, піщані підводні мілини (бари), берегові вали, дюни, бархани, моренні гряди та інші.

Питання для самоконтролю знань:

1. Що являє собою тектоніка, тектонічні процеси?
2. Що являють собою тектонічні рухи, їх класифікація?
3. Охарактеризуйте древні тектонічні рухи?
4. Охарактеризуйте сучасні тектонічні рухи?
5. Що являє собою тектогенез, основні гіпотези?
6. Що являє собою орогенез, основні гіпотези?
7. У чому полягають особливості геотектоніки?
8. Охарактеризуйте рухи земної кори, основні види?
9. Що являє собою тектонічний режим, основні види?
10. Опишіть процес складкоутворення, основні елементи складок?
11. Охарактеризуйте процес тектонічних деформацій?
12. Опишіть основні типи тектонічних розривів?
13. Охарактеризуйте неотектонічні (новітні) рухи?
14. У чому особливості тектонічної гіпотези мобілізму?
15. У чому особливості тектонічної гіпотези фіксизму?

16. У чому проявляється тектоніка літосферних плит?
17. У чому проявляється вплив переміщення плит на клімат?
18. Опишіть основні підходи в дослідженні тектоніки?
19. Опишіть головні структурні елементи земної кори?
20. У чому особливості геологічних процесів, їх види?
21. У чому проявляється процес дислокації, його види?
22. У чому проявляється процес денудації, його види?
23. У чому проявляється процес акумуляції, його види?

Тема 5. Магматизм: інтрузивний та ефузивний

1. Загальна характеристика процесів внутрішньої динаміки. Джерела та енергія ендогенних геологічних процесів.
2. Походження та причини різноманіття магм. Умови утворення магми. Процеси перетворення магми.
3. Інтрузивний магматизм. Форма та склад інтрузивних тіл, корисні копалини.
4. Ефузивний магматизм. Стадії вулканізму. Класифікація вулканічних вивержень. Значення вулканів.

Рекомендована література: 2, 4, 5, 6, 7, 10, 11, 13, 15

Ключові поняття: процеси внутрішньої динаміки Землі, ендогенні геологічні процеси, метаморфізм, анатексис, магматизм, магма, спеціалізація магм, інтрузивний магматизм, інтрузивні магматичні породи, абісальні інтрузивні тіла, гіпабісальні інтрузивні тіла, ефузивний магматизм, ефузивні магматичні породи, ісландський тип вулканів, гавайський тип вулканів, гідротерми, пірокластові виверження, стромболіанський тип вулканів, етнінський тип вулканів, експлозивні виверження, пелейський тип вулканів, вулкани кракатауського типу, вулкани маарського типу, кімберліти, фумароли, андезити, базальтові лави підводних вивержень, вулканічний попіл, вулканічний пісок, лапілі, вулканічні бомби, вулканічні брили, вулканічні пояси

Процеси внутрішньої динаміки Землі - ендогенні - проявляються у вигляді тектонічних рухів земної кори, вивержень вулканів, землетрусів. Зокрема, тектонічні рухи земної кори відіграють основну роль в орогенезі (утворенні гір). Головними джерелами енергії ендогенних процесів є тепло і перерозподіл матеріалу у надрах Землі за густиною («гравітаційна диференціація»). Глибинне тепло Землі, на думку більшості вчених, має переважно радіоактивне походження. Радіоактивне тепло, знижуючи в'язкість матеріалу, сприяє його диференціації, а остання прискорює винос тепла до поверхні. Поєднання цих процесів веде до нерівномірності в часі виносу тепла і легкої речовини до поверхні, що, в свою чергу, може пояснити наявність в історії земної кори тектоно-магматичних циклів. З ендогенними процесами пов'язане формування рельєфу Землі і утворення багатьох корисних копалин.

Ендогенні геологічні процеси відбуваються у надрах Землі в умовах високих температур і тисків. Основне джерело енергії ендогенних процесів - внутрішня теплота Землі, яка генерується головним чином внаслідок ядерних та хімічних реакцій. Нерівномірний розподіл енергії у літосфері призводить в одних випадках до зміни складу, властивостей та структури мінералів і гірських порід (метаморфізму), а в інших - до плавлення порід з утворенням магми (анатексис). Величезна теплова енергія викликає рух окремих літосферних плит, в процесі якого змінюється просторове положення гірських порід, з'являються розриви і тріщини в земній корі. Це створює умови для переміщення речовини з одних зон Землі до інших. Магматичний розплав, що утворюється на глибині, по тектонічних тріщинах підіймається вгору, переносючи глибинну речовину до земної поверхні. Осадкові породи, які є типовими поверхневими утвореннями, під час низхідних рухів земної кори опиняються в умовах великих глибин, де на них діють температура і тиск. Внаслідок цього вони частково або повністю переплавляються і перетворюються у

магматичні розплави, з яких за певних умов утворюються магматичні породи. Ендогенні процеси мінералоутворення пов'язані в основному з глибокими частинами земної кори, де панують високі температури ($T = 1200 \div 1300^{\circ}\text{C}$) і великі тиски (3–8 тис. атм.).

Магматизм є одним з найважливіших ендогенних геологічних процесів. Більша частина гірських порід, що складають земну кору, виникли внаслідок магматичних процесів. Магматизм, як геологічний процес, дуже складний. Він включає зародження магми в земній корі або в підкоровій області, переміщення її у верхні горизонти, або виверження на поверхню. Магма (грецьк. “магма” – тісто) – це силікатний розплав, насичений газами, водою та її пари. В складі магми переважають ті ж хімічні елементи, що складають земну кору – кисень, кремнезем, алюміній, залізо, кальцій, магній, калій і натрій. Проте, від складу гірських порід магма відрізняється значним вмістом летких сполук – пари води, оксиду вуглецю, сірчаних сполук, хлористого та фтористого водню, хлористого амонію, водню, азоту та інших. Завдяки високому тиску, який існує в надрах Землі, леткі сполуки, що знаходяться в магмі понижують її в'язкість і збільшують рухливість та хімічну активність по відношенню до вміщуючих порід. Переміщуючись в земній корі, магма поступово втрачає частину летких компонентів, остигає, і з розплавленого стану переходить у твердий.

Магми можуть виникати двома шляхами: при повному або майже повному плавленні гірських порід, що існували раніше; при парціальному (частковому) плавленні, при якому низькоплавкі рідкі фракції відокремлюються від нерозплавленого твердого залишку (рестити). Складається з оксидів кремнію, заліза, алюмінію, магнію, кальцію і легких компонентів, різноманітних хімічних елементів, серед яких переважають: Si, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na, K, O, H, S, Cl, F.

Утворення магматичних порід відбувається різними шляхами. В одних випадках, безпосередньо в надрах Землі, коли магма застигає, не досягаючи її поверхні. Так утворюються **інтрузивні** (лат. “інтрузіо” – проникнення, вкорінення) магматичні породи. В інших, коли магматичні розплави виливаються на поверхню, відбувається формування **ефузивних** (лат. “ефузіо” – виливання) гірських порід. Залежно від того, виливається магма на поверхню або застигає на глибині, в надрах Землі, магматизм поділяють на глибинний, або інтрузивний, і на поверхневий, або ефузивний.

У вулканічних областях магма, досягаючи земної поверхні, дегазується і виливається у вигляді лави, часто утворює в жерлах вулканів екструзивні тіла або викидається вулканічними газами у вигляді попелу. Останній в суміші з уламками бічних порід і осадовим матеріалом складає різноманітні туфи. Внаслідок остигання магми утворюються магматичні гірські породи. Магматична маса, що застигає на глибині, утворює різні за формою і розмірами інтрузивні тіла - від дрібних (наповнені магмою тріщини) до величезних масивів (батоліти) з площами у декілька тисяч км².

Серед тих ефузивних порід, які виливаються на земну поверхню, різко переважають базальти, у той час як у глибинному заляганні переважають граніти. Магми можуть виникати двома шляхами: при повному або майже повному плавленні гірських порід, що існували раніше; при парціальному (частковому) плавленні, при якому низькоплавкі рідкі фракції відокремлюються від нерозплавленого твердого залишку (рестити). Передбачається, що за рахунок парціального плавлення з істотно залізо-магнезійної мантії можуть виплавлятися пікритові або базальтові магми. Такий же процес парціального плавлення базальтових (габроїдних) порід може приводити до виникнення андезитових або ріолітових магм. Діоксид кремнію (SiO_2) складає від 35 до 80 % усієї магми. Більшість дослідників вважають, що головними типами магми є ультраосновна (< 40% SiO_2), основна (40-55% SiO_2), середня (55-65% SiO_2) і кисла (> 65% SiO_2). Лужні магми (з високим вмістом K_2O і Na_2O), очевидно, є похідними головної магми і утворюються в процесі диференціації магми або асиміляції бокових порід. Крім головних типів існують інші, рідкісніші місцеві магми.

Важливою особливістю магми є її диференціація – розподіл первинної магми на фракції, що різняться за хімічним складом і фізичним станом. Virізнюють два типи диференціації – власне магматичну і кристалізаційну. В процесі магматичної диференціації первинний розплав поділяється на декілька частин, які не змішуються між собою через різницю у складі. В межах цих частин відбувається утворення кристалів мінералів – спочатку тугоплавких, а потім легкоплавких, що має назву кристалічна диференціація. У гірській породі, що утворилася у такий спосіб, одні мінерали матимуть правильніші форми зерен, а інші виконуватимуть роль цементу.

Утворення кристалів мінералів супроводжується розподілом останніх за питомою вагою - це процес гравітаційної диференціації. При цьому важчі частки мігрують униз, а легкі - вгору. Піднімаючись по тріщинах до поверхні, магма на своєму шляху захоплює, розплавляє і засвоює (асимілює) різні гірські породи. Утворюються додаткові різновиди самої магми і, відповідно, магматичних мінералів і порід. Якщо уламки гірських порід будуть асимільовані не повністю, то утворюються ксеноліти (останці) порід. *Спеціалізація магм* - особливість магм щодо підвищених (позитивна спеціалізація) або знижених (негативна спеціалізація) порівняно з кларковими концентрацій в них елементів-домішок. Розрізняють геохімічну (враховуються всі хімічні елементи) та металогенічну (тільки за металами) спеціалізацію магм.

Інтрузивний магматизм – це магматизм при якому магма застигає на різних горизонтах земної кори, що призводить до утворення неоднакових за формою та розмірами інтрузивних тіл, або, як їх ще називають, інтрузивів. По відношенню до вміщуючих порід інтрузиви бувають згідні і незгідні. Останні проривають шари вміщуючих порід, а перші залягають згідно з ними. Будь-яке інтрузивне тіло, вкорінюючись в інші породи, взаємодіє з ними. Ця взаємодія виражається в наявності двох типів контактних зон інтрузива та вміщуючих порід – екзоконтакту і ендоконтакту. Екзоконтакт, або зовнішній контакт – це зона зміни вміщуючих порід, які безпосередньо примикають до інтрузиву під впливом високотемпературної багатого флюїдами магми. Ширина такої зони може змінюватись від перших сантиметрів до десятків кілометрів. З іншого боку, сама магма, яка вкорінюється, взаємодіючи з вміщуючими породами в фронтальних частинах магматичного тіла, охолоджується швидше в порівнянні з внутрішньою частиною тіла. В результаті, це призводить до зміни складу магми, її структури та текстури. Така зона змінених магматичних порід у фронтальних частинах інтрузивного тіла називається зоною ендоконтакту, або внутрішньою зоною.

Залежно від глибини залягання в надрах Землі інтрузивні породи поділяються на абісальні (глибинні) та гіпабісальні (напівглибинні). **Абісальні інтрузивні тіла** формуються на глибинах у декілька десятків кілометрів від поверхні. Вони характеризуються великими розмірами і тісним зв'язком з магматичним осередком, або самі являють собою застигли внутрішньокорові магматичні осередки. Форма абісальних інтрузивів різноманітна; найбільш характерними є батоліти, бісмаліти, штоки та етмоліти. **Батоліти** – це інтрузивні тіла площею понад 100 км², протяжністю на сотні кілометрів, при ширині в декілька десятків кілометрів. Здебільшого вони мають видовжену форму, але зустрічаються і ізометричні. Стінки батоліта круті, нахилені в сторону від масиву. Верхня частина нагадує склепіння, але нерівна з виступами та заглибленнями. Формуються батоліти на глибинах більше 4-5 км і складені гранітами. **Бісмаліти** – утворюються також на значних глибинах, але на відміну від батолітів характеризуються коркоподіною формою. **Штоки** – це невеликі за площею (до 100 км²) тіла, ізометричні в плані і витягнені у вертикальному напрямку. Вони можуть бути складені різними магматичними породами. **Етмоліти** – тіла неправильної форми, які розширюються доверху, нагадуючи лійку, і складені здебільшого лужними породами. Всі зазначені вище інтрузивні тіла є дискордантними, тобто незгідними по відношенню до вміщуючих порід. Вкорінюючись, вони руйнують останні, поглинають їх і характеризуються січними контактами з ними. Форма таких тіл залежить від фізичного стану та хімічного складу

магми, зокрема від вмісту в ній флюїдів. Застигання магми в глибинних тілах відбувається поступово, флюїди (гази) в її складі утримуються, в зв'язку з чим кристалізація відбувається повністю і такі породи характеризуються повною, крупно- або середньокристалічною структурою.

Гіпабісальні інтрузивні тіла формуються на відносно невеликих глибинах і здебільшого пристосовуються до умов залягання вміщуючих порід. При вкоріненні вони використовують усі послаблені зони земної кори незалежно від положення їх в просторі. Магма, в першу чергу, проникає по тріщинах та заповнює їх. Таким чином утворюються своєрідні вертикальні, або похилі плитоподібні тіла, які називаються *дайками*. Складені вони породами різного складу – від ультраосновних до кислих і характеризуються значною довжиною (від сотень метрів до кілометрів) при малій ширині (метри і десятки метрів). У ряді випадків дайки утворюють цілі системи, віялоподібно відгалужуючись від більш крупного інтрузивного тіла. Серед гіпабісальних тіл широким розвитком користуються трубоподібні тіла, які називаються *неками* (англ. “нек” – шия). Вони є підвідними каналами магми до жерла вулканів, у зв'язку з чим їх здебільшого відносять до категорії субвулканічних (приповерхневих) тіл. Тіла подібні за формою до дайок називають *жилами*. Для них характерні нерівні, хвилясті стінки, численні відгалуження, переплетення, тощо. Як і дайки, жили в більшості випадків пов'язані з більш крупним інтрузивним тілом. Здебільшого дайки виповнюють канали між магматичним джерелом і гіпабісальним конкордантним, тобто згідним, інтрузивним тілом. До таких тіл належать *лаколіти*, – які характеризуються грибоподібною або коровасподібною формою. При формуванні лаколітів магма, вкорінюючись, піднімає верстви осадових порід, які залягають вище, і заповнює утворену порожнину, в зв'язку з чим верхня поверхня лаколіту куполоподібна, тоді як нижня відносно рівна, паралельна до верств. У деяких лаколітів нижня поверхня нахилена в бік підвідного каналу, і тоді тіло, яке нагадує грушу, називається магматичним діапіром. Розміри лаколітів можуть коливатися від сотень метрів до декількох кілометрів в діаметрі. При вкоріненні магми в ядро синклінальної складки, нерідко формується тіло тарілкоподібною форми, обмежуючі поверхні якого нахилені до центру, при цьому для нижньої характерні більш круті кути падіння в порівнянні з верхньою. Такі тіла називаються *лополітами*. Вони характеризуються значними розмірами, їх площа досягає перших сотень тисяч квадратних кілометрів. Вкорінюючись в послаблені склепінні частини складок, магма утворює випуклі або вігнуті лінзоподібні тіла, які називаються *факолітами*. У випадку, коли магма вкорінюється в міжпластовий простір горизонтально, або похило до вміщуючих пластів, утворюються магматичні поклади, або *сіли*. Вони характеризуються значним простяганням і потужністю, яка вимірюється першими сотнями метрів. Розташовуються сіли декількома ярусами, сполученими між собою дайками. Складені вони здебільшого основними та середніми породами.

Поблизу поверхні Землі в'язка кисла магма нерідко утворює тіла куполоподібною форми, які мають риси як інтрузивних, так і ефузивних порід. Характерною ознакою таких тіл є наявність слідів видавлювання у вигляді специфічної текстури, яка нагадує цибулину. Такі тіла називаються *куполами*. Серед згаданих вище інтрузивних гіпабісальних тіл лаколіти, лополіти, факоліти та сіли є конкордантними, тобто згідними з вміщуючими їх породами, а дайки, жили та куполи – дискордантними, незгідними, січними. Всі інтрузивні тіла неоднорідні за складом. Центральні частини можуть бути складені одними породами, а периферійні – іншими. Причиною такого явища є диференціація магми при застиганні. Здебільшого в інтрузивних породах поблизу контакту з вміщуючими утвореннями характеризуються більш основним складом і дрібнозернистою структурою. Формування інтрузивного тіла може проходити в декілька етапів – фаз, що також призводить до різноманітного його складу. Вкорінюючись у вміщуючі породи, магма може захоплювати уламки останніх і ці уламки, при їх застиганні утворюють своєрідні вclusions в інтрузивних тілах які називаються ксенолітами (грец. “ксенос” – чужий,

“літос” – порода). При застиганні магми в інтрузивному тілі виникає система тріщин охолодження, орієнтованих в декількох напрямках. Ці тріщини розбивають інтрузивне тіло на своєрідні фігури у вигляді стовпів, пласто- або матрацеподібних фігур, тощо. Таке явище називається окремістю порід. Розрізнять стовпоподібну, матрацеподібну, кулясту та інші види окремісті.

Ефузивний магматизм, або вулканізм, на відміну від інтрузивного, представлений комплексом явищ, пов'язаних з виливами та викидами магматичної речовини на поверхню Землі і в атмосферу. Вже в процесі переміщення всередині Землі магма диференціюється і на поверхню виливається рідка розплавлена маса, яка називається лавою, а також викидаються тверді продукти у вигляді брил, уламків, округлих ядер (вулканічних бомб) та дрібних камінчиків (лапілів), а також піску, попелу, різноманітних газів і водяної пари. З вулканічними процесами пов'язане виникнення вулканічних форм рельєфу, утворення певних мінералів та гірських порід, які називаються ефузивними гірськими породами, а також певних корисних копалин.

Процес вулканічної діяльності складається з *трьох стадій*: ранньої, або субвулканічної; головної, яка називається – вулканічне виверження; поствулканічної, або fumarольної. Субвулканічна стадія передбачає процес підготовки до самого виверження. Зароджуючись в верхній мантії, в зоні астеносфери, магматичний розплав переміщується в верхні горизонти земної кори, де заповнює магматичні камери. Він є здебільшого базальтового складу і містить велику кількість газів та водяної пари в розчиненому стані. Повільно піднімаючись догори по ослаблених зонах або по тріщинах, магма, завдяки високій температурі, розплавляє та асимілює (поглинає) вміщуючі породи, створюючи таким чином трубоподібні канали та розширюючи тріщини. При досягненні певної глибини, де її температура знижується до 1200 °С, в ній відбувається виділення в окрему фазу газів та перегрітої водяної пари. Змінена магма стає рухливішою і стрімко піднімається догори. Особливо велика кількість парів та газів виділяється з магми на глибинах 2-3 км від поверхні Землі, що призводить до різкого збільшення тиску. Разом з тим, при пароутворенні відбувається збільшення об'єму приблизно в 100 разів, що спричиняє вивільнення великої кількості енергії, а це призводить до вибуху. Гази та пара піднімаючись догори, руйнують породи, які перегороджують їм шлях і з силою виштовхують їх нагору. Слідом за ними до поверхні піднімається також частково або повністю дегазований розплав. При виході на поверхню він перетворюється на лаву. Переміщення магми, парів та газів супроводжується незначними землетрусами, осередки яких також поступово переміщуються до земної поверхні. Здебільшого при переміщенні магми в мантії, вище астеносфери, або в земній корі виникають вулканічні осередки. Розміри камер таких осередків становлять від 10 до 50 тис. км³. З часом склад магми внаслідок її диференціації може змінюватися: магма основного складу заміщується середньою або кислою. Це і визначає характер головної стадії вулканічного процесу.

Головна стадія вулканічного процесу – це саме явище виверження вулкану. Початок виверження знаменує момент розрядки вулканічної енергії, який супроводжується викидом магматичних продуктів через жерло вулкана. Тверді та рідкі продукти виверження здебільшого акумулюються навколо жерла і тут поступово утворюється вулканічна гора конусоподібної форми. Вершина такої гори рівна і завершується лійкоподібним заглибленням, яке називається кратером вулкана. На дні кратера знаходиться один або декілька отворів – це жерла, які сполучаються з вулканічним каналом. Кратер активних вулканів з часом поступово перетворюється у велику улоговину, що називається кальдерою. Формування останньої пов'язане з викидом при вибухах великої кількості матеріалу, який складає вершину конуса, або з її провалюванням (опусканням) у порожній вулканічний канал. Діаметр кальдер іноді досягає кількох кілометрів. При наступних виверженнях у центрі кальдери може утворюватися новий конус зі своїм кратером та жерлом. Дугоподібний вал називається

сомою, а кільцева долина між сомою та новим молодим конусом – атріо (лат. “атріо” – внутрішній двір).

Класифікація вулканів за типом виверження є в деякій мірі умовною, так як більшість з вулканів займає проміжне положення між виділеними категоріями. Деякі вулкани з часом змінюють тип виверження, переходячи з однієї категорії в іншу. Це може бути спричинене зміною складу магми. **Ефузивні наземні виверження** проявляються на океанічних островах і на узбережжі континентів. Вони приурочені до зон глибинних корово-мантієвих розломів по яких у верхні горизонти земної кори проникає магма основного та базальтового складу. Характерними представниками вулканів цієї категорії є вулкани ісландського та гавайського типів. **Ісландський тип** характеризується тріщинним виверженням лави основного складу, яке настає після викиду з тріщини великої кількості попелу та шлаку. Вздовж тріщини виникає низка великих і малих конусів та кратерів. Само виверження триває до декількох десятків днів, що сприяє формуванню лавового покриву потужністю 30-40 м, який покриває територію площею в декілька сот квадратних кілометрів. Вулкани цього типу поширені в Ісландії, на Гавайських островах, Японії та Камчатці. **Гавайський тип** за характером проявлення і продуктами виверження подібний до тріщинних вулканів. Відмінність полягає в тому, що виливання лави відбувається через широкий трубоподібний канал. За формою вулкани цього типу нагадують щити, за що їх ще називають щитовими. Окрім Гавайських островів такі вулкани поширені в Новій Зеландії, Ісландії, а також зустрічаються і в Східній Африці. Підводні ефузивні виверження пов'язані з тріщинами на дні Світового океану. Характерною їх особливістю є те, що лава виливається спокійно, без сильних вибухів та з незначною кількістю (1-3%) пірокластів. Це пов'язано з тим, що на глибинах більше 2-3 км стовп води створює набагато більший тиск у порівнянні з тиском пари, в зв'язку з чим вибуху не відбувається. Лава та вміщуючі породи не подрібнюються і пірокласти майже не утворюються. Гази, які виділяються при виверженні, розчиняються у воді не досягаючи поверхні. Такі виверження практично на поверхні океанів не проявляються. Іноді, завдяки великому тиску води, лава витискається, не розтікаючись, що призводить до утворення куполоподібних тіл.

Склад лави здебільшого базальтовий. Вона утворює на дні океанів значні за розмірами ізометричної форми покриви або вузькі, але дуже протяжні потоки з подушкоподібною та кулястою текстурою, які називаються піллоу-лавами. Характерною особливістю підводних лав, яка дозволяє відрізнити їх від наземних – це утворення на їх поверхні склуватої оболонки, що зумовлене швидким остиганням лави при зіткненні її з холодною водою. Окрім покривів на дні океанів утворюються і вулканічні споруди у вигляді конусів. Складені вони здебільшого базальтовою лавою. Однією з найхарактерніших особливостей підводних вулканічних вивержень є виділення великої кількості гарячих розчинів – **гідротерм**. Практично всі гідротерми несуть з собою велику кількість розчинених хімічних сполук і при зіткненні з холодною океанічною водою відбувається формування таких цінних корисних копалин, як мідь, свинець, цинк, срібло та інші. Підводні вулкани в області шельфу за характером виверження подібні до наземних і також супроводжуються пірокластовими та експлозивними виверженнями. У таких вулканах спочатку виростає підводний плоский широкий п'єдестал конуса, а пізніше на ньому утворюється нормальний конус, який може досягати поверхні води, утворюючи, таким чином, вулканічний острів. Особливо багато підводних вулканів у Тихому океані, а також вздовж серединних хребтів інших океанів.

Пірокластові (змішані) виверження характеризуються викидами як лави, так і твердих та газоподібних продуктів. Вони утворюють апарати центрально-кратерного типу з конусами правильної форми. Здебільшого конуси складені з перешарування лави та твердих продуктів (бомб, попелу, вулканічного піску, шлаків, тощо), в зв'язку з чим їх називають шаруватими або стратовулканами. До цієї категорії відносяться вулкани

стромболіанського, етнінського та інших типів. В загальному виверження даної категорії носять проміжний характер між ефузивними та вибуховими (експлозивними).

Стромболіанський тип характеризується ритмічними вибухами та викидами через короткі проміжки часу (від декількох хвилин до години). Лава кислого складу і в'язка, з температурою 1100-1200 °С. Везувіанський тип вулканів – один з найпоширеніших типів. Його характерною рисою є тривале (до кількох днів) виверження з періодичним повторенням через декілька десятків років. При цьому виливається велика кількість лави та викидається значний об'єм попелу, бомб, а також газів.

Етнінський тип за характером виверження близький до везувіанського. Вулкани даного типу дуже активні. Виверження відбувається одне за одним через декілька років, а в перервах між ними з центрального кратера безупинно виділяються гази та водяна пара, нерідко викидається попіл. Здебільшого напередодні основного виверження відбувається сильний землетрус, який супроводжується вибухами та викидами з центрального кратера газів і попелу. Услід за початковим виверженням на схилах конусу з'являються тріщини, з яких виливається лава та викидається пухкий матеріал, що призводить до утворення побічних – паразитичних – невеликих кратерів, кількість яких може сягати до 200 і більше. Вулкани цього типу характеризуються пологими схилами конуса і основним складом лави. Такі вулкани поширені в Середземномор'ї, Південній Америці, Японії, на Курильських островах, Камчатці.

Експлозивні (газово-вибухові) виверження характеризуються викидами великої кількості газів та пари при малій кількості, або відсутності, лави. Тверді продукти сильно подрібнені, перетерті і представлені попелом. Такі виверження здебільшого пов'язані з магмою кислого або середнього складу. Магматичні джерела, які живлять вулкани, розташовані на значних глибинах, у зв'язку з чим магма не завжди досягає земної поверхні. Найпоширенішими вулканами цієї категорії є вулкани пелейського, кракатауського, маарського та бандайсанського типів. **Пелейський тип** характеризується наявністю частих землетрусів, які супроводжуються викидами попелу, парів води та отруйних газів, що триває декілька тижнів. Іноді виверження супроводжується видавлюванням в'язкої лави, яка застигає і утворює своєрідний обеліск. В такому випадку виверження називається екструзивним. Для вулканів **кракатауського типу** характерні вибухи значної сили, які супроводжуються викидами великої кількості газів та попелу. При цьому лава на поверхню практично не піднімається, що обумовлено кислим складом в'язкої магми. До **маарського типу** відносяться вулкани з одноразовим виверженням. Характерною особливістю їх будови є наявність тарілкоподібних кратерних западин, по краях яких формуються невисокі вали, складені шлаком та уламками гірських порід, викинутих з кратера. Кратер з'єднаний з магматичним джерелом каналом, або трубкою вибуху, яка у древніх вулканів називається діатремою. На глибині 400-500 м трубки вибуху бувають заповнені базальтовою лавою або похідними ультраосновної магми. Вище лави знаходиться перетерта синя глина та зім'яті уламки вулканічних порід, які називаються кімберлітом. **Кімберліти** складаються з уламків ультраосновних порід та порід, які розсікає трубка вибуху на шляху до поверхні. Характер породи свідчить про її формування при високих тисках та температурах, а ультраосновний склад уламків вказує на мантієне походження магми. Діаметр трубок вибуху може становити як перші метри, так і перші кілометри. З трубками вибуху пов'язані родовища алмазів. Бандайсанський тип за характером вивержень дуже нагадує попередні типи даної категорії. Різниця лише в тому, що вибухи при виверженні вулканів, які до нього належать, пов'язані не з магматичними газами, а водою, котра, проникаючи на значні глибини, перетворившись в пару створює значний тиск, що і спричиняє вибух. На відміну від типових газо-вибухових вивержень у вулканів бандайсанського типу відсутні свіжі вулканічні продукти виверження.

Поствулканічна, або фумарольна стадія характеризується суттєвим послабленням вулканічної діяльності, яка проявляється тільки у виході на поверхню численних газово-парових струменів та гарячої води. Схили вулканів на початку цієї стадії нагадують паруючі котли води. Газові струмені, які називаються **фумаролами**, залежно від температури та складу газів поділяються на: 1) сухі фумароли з температурою вище 500 °С, які містять хлористі сполуки натрію, калію, марганцю, міді та фтору за повної відсутності або незначних кількостях водяної пари; 2) сірчисті, або сольфатарі, з температурою 90-300 °С, і вмістом сірчаної та хлористоводневої кислоти; 3) лужні, або аміачні, фумароли з температурою вище 100 °С, гази яких складаються з вуглекислого амонію та сірководню, з домішками парів води; 4) холодні вуглекислі фумароли, або мофети, температура яких нижче 100 °С. Фумароли здебільшого розташовуються групами, або у вигляді ланцюга вздовж тріщин. Висота газових струменів коливається від сантиметрів до декількох метрів. Проходячи скрізь пухкі породи, або рухаючись по тріщинах, гази та пара конденсуються, залишають на стінках або в порах кірочки, складені різними мінералами.

До характерних особливостей поствулканічної стадії належить також **виверження водяної пари**. При віддаленні від осередку виверження водяна пара перетворюється на викиди сильно мінералізованої води у вигляді гарячих та підігрітих джерел. Такі джерела бувають постійно діючими, або носять періодичний характер. Останні називаються гейзерами. Періоди виверження гейзерів здебільшого постійні і становлять від 10 хвилин до 5,5 годин. Температура води в них досягає +94 – +99 °С. Вода гейзерів містить солі натрію, магнію, кальцію, кремнезему. В зв'язку з цим довкола гейзерів нагромаджуються відклади пористих вапняків або кременистих туфів, які називаються гейзеритами. Пара і гази разом з водою можуть викидати рідку грязюку, утворюючи таким чином грязьові вулкани. Конуси таких вулканів зазвичай невеликі і досягають висоти 1-2 м, проте відомі також грязьові вулкани з висотою конуса до 400 м. Відповідно, діаметр кратерів змінюється від десятків сантиметрів до перших метрів. При виверженні таких вулканів грязьові потоки досягають довжини декількох десятків метрів, а температура грязі становить 80-90 °С. Грязьові вулкани можуть бути і не зв'язані з магматичними процесами, а виникати там, де в надрах накопичуються водневі гази і є водонасичені та глинисті породи, які знаходяться під значним тиском. Такого типу грязьові вулкани поширені на Апшеронському та Керченському півостровах, а також у Західній Туркменії і на Сахаліні. Поствулканічна стадія може тривати десятки років і навіть століття. Затухання вулканічного процесу можливе тільки при повному вичерпанні магми в магматичному осередку. Вище зазначалося, що при вулканічній діяльності на поверхню виливаються та викидаються вулканічні продукти трьох типів: рідкі, тверді та газоподібні.

До рідких продуктів виверження відносяться лави різного складу. Охолоджуючись та застигаючи вони утворюють ефузивні гірські породи кислого, середнього, основного та ультраосновного складу. До порід, які утворилися з кислих магм належать ліпарити, ріоліти, дацити. Враховуючи, що кислі магми в'язкі і найменш рухомі, вони, застигаючи утворюють куполоподібні тіла, або потужні незначної протяжності потоки. При застиганні лав середнього складу утворюються **андезити**. Найбільш поширеними породами основних лав є базальти, а ультраосновні ефузивні породи – пікрити – зустрічаються рідко. Кількість лави при виверженні буває різною. Особливо багато виливається лави базальтового складу з вулканів ефузивної категорії. Лавові потоки при цьому досягають десятків та сотень кілометрів в довжину при ширині в сотні метрів. Лава, яка виливається з вулканів, може бути в'язкою або щільною в тих випадках, якщо гази виділилися з неї ще в жерлі вулкана, та пористою – у випадках насичення її газами. Лави, насичені газами при застиганні утворюють породу, яка називається пемзою. Разом з тим, порожнини в лаві можуть бути заповнені: кальцитом, кварцом, агатом, опалом, цеолітами та іншими мінералами у вигляді кульок, горошин, мигдалин. Така порода називається мандельштейн, або мигдалевий камінь. Поверхня лавового потоку

може бути бриловою, або хвилястою. Брилова лава нагадує поверхню ріки під час льодоходу. Вона властива в'язким лавам, або ж утворюється в тих випадках, коли ламається вже застигла лава. Хвиляста поверхня характерна для лав вулканів гавайського типу. На такій поверхні видно як одна порція лави напливає на другу і в такому вигляді вони застигають.

Базальтові лави підводних вивержень мають подушкоподібну поверхню і складаються з великих за розмірами куль – кулясті, або пілоу-лави. Лави з бриловою поверхнею при застиганні дробляться, утворюючи брекчію. Така порода називається вулканічним агломератом. При розтріскуванні вулканічного скла на морському дні внаслідок зіткнення його з холодною водою, утворюються породи, які складаються з дрібних уламків скла і називаються гіалокластитами. Не вся лава виливається суцільним потоком. Дуже часто вона розбризкується або викидається у вигляді окремих згустків (бомб, грудок), які здебільшого характеризуються грушеподібною формою. Густа в'язка лава може викидатися у вигляді окремих брил масою до декількох тон. Дрібні бризки рідкої лави можуть розтягуватися в тонкі нитки, які дістали назву “волосся Пеле” (Пеле – богиня вогню у гавайських туземців). Лава, яка викидається у вигляді невеликих пористих грудок, при злипанні утворює породу, яка називається шлаковим туфом. Тверді продукти вивержень здебільшого характерні для континентальних вулканів, де їхня кількість в декілька разів перевищує об'єм лави яка виливається.

Залежно від розмірів уламків серед твердих продуктів розрізняють: 1) вулканічний попіл; 2) вулканічний пісок; 3) вулканічні уламки – лапілі; 4) вулканічні бомби та 5) вулканічні брили. **Вулканічний попіл** являє собою найдрібніші кутасті уламки пемзи, скла та різних мінералів. Більші уламки складають вулканічний пісок, а уламки розміром з горіх називаються лапілями. Відповідно, бомби та брили – це уламки розміром від 2 см та більше в діаметрі. Трапляються брили об'ємом близько 25 м³ і масою до 68-70 т. Увесь твердий уламковий матеріал, який викидається з вулкану під час виверження називається **пірокластичним** (грецк. “пірос” – вогонь і “кластос” – уламок). При його охолодженні, ущільненні і переході в твердий стан утворюються вулканічні породи, які називаються **туфами та туфітами**. Перші формуються в умовах суходолу, тобто на схилах вулканів; другі у водному середовищі – в морях та озерах. Більшість туфітів утворюється при підводних виверженнях вулканів. Вони здебільшого верстуваті і характеризуються наявністю теригенного або органогенного матеріалу. Як і осадові породи теригенного походження, туфіти поділяються за величиною уламків на туфопісковики, туфобрекчії та туфоконгломерати. Туфи, в свою чергу, за величиною уламків діляться на попелові та псамітові, а за складом – на туфи кислих, середніх і основних порід. Часто зустрічаються також змішані туфоловові породи, які утворюються в тих випадках коли на лаву, яка ще не встигла застигнути, осів туфовий матеріал і відбулося змішування.

Своєрідні відклади гарячих лав кислого складу називають **ігнімбритами** (грецк. “ігнос” вогонь, “імбер” – злива). До газоподібних продуктів вивержень, як це вже неодноразово зазначалося, належать гази та пара води, які виділяються впродовж усієї стадії виверження і в усіх типах вулканів. Основна їх маса виривається протягом початкового періоду виверження з центрального жерла та тріщин, а також з паразитичних жерл, і пізніше – з лавових потоків. Проте, гази у вигляді фумарол ще довго виходять з тріщин і після головної фази, через що заключну стадію вулканічного процесу ще називають **фумарольною**. Вулканічна діяльність супроводжується виділенням надзвичайно великих об'ємів газів. Так, наприклад, при виверженні вулкану Парікутин у Мексиці (пірокластова категорія) виділялося понад 3000 т газів на добу. Склад газів різноманітний. Вони містять двооксид вуглецю, азот, двооксид сірки, оксид вуглецю, водень, хлор, аргон та водяну пару. Окрім цього в незначних кількостях містяться також хлористий та фтористий водень, сірководень. Продукти вулканічних і інтрузивних

магматичних процесів це не тільки основний “матеріал” з якого складається земна кора, вони мають також і велике практичне значення.

Вулканічні виверження відіграють подвійну роль в житті людини: з однієї сторони, це небезпечні природні явища, які супроводжуються людськими жертвами, а з другої – постачальники людству корисних копалин, теплової та інших видів енергії. Жертви, викликані катастрофічними, особливо експлозивними виверженнями вулканів, можуть бути дуже значними. Так, наприклад, вогняна газова хмара вулкану МонПеле спричинила смерть 30 тисяч чоловік, а при виверженні вулкану Кракатау загинуло більше 36 тисяч осіб. Під час найпотужнішого виверження вулкана Тамбора в 1915 р. на острові Сумбава в Індонезії загинуло більше 90 тисяч чоловік. Вважається, що за останні 500 років жертвами вулканічних вивержень стало біля 240 тисяч чоловік. Сьогодні інтенсивно розробляються заходи захисту від вулканічних вивержень: змінюються напрямки лавових потоків, споруджуються на їхньому шляху греблі, охолоджуються фронтальні частини потоків водяними струменями, що дозволяє зупинити рух лави, тощо. Окрім того вчені працюють над розробкою проектів послаблення сили вивержень шляхом випереджувального відводу частини газів з вулканічних каналів через бурові свердловини з глибини 2-3 км. Не зважаючи на наведені приклади стихійних лих, спричинених виверженням вулканів, вони також приносять людству і значну користь. Вулканічний попіл завдяки мінералам та елементам, які містяться в ньому сприяє формуванню родючих ґрунтів. Окрім цього вулканічні райони володіють запасами теплової енергії. Геотермічний градієнт у цих районах становить біля 100 °С, в зв'язку з чим на відносно невеликих глибинах концентруються значні запаси тепла, які можна використовувати.

При поствулканічних процесах *фумаролами та гейзерами* на поверхню виносяться гаряча вода та пара, які в Італії, Мексиці, Новій Зеландії, США (Каліфорнія) та Японії використовуються для роботи геотермальних електростанцій. Під час виверження вулканів разом з газами, фумарольними струменями, гідротермами виносяться велика кількість корисних копалин, про що піде мова в відповідному розділі. Слід також зазначити, що інтрузивний магматизм є одним з основних процесів, з яким пов'язано формування різноманітних родовищ металевих та неметалевих корисних копалин. Впродовж усієї історії розвитку Землі вулканічні процеси відігравали суттєву роль у формуванні не тільки певної групи гірських порід, але й рельєфу і кліматотворчих факторів, тобто вони мали значний вплив на становлення компонентів географічного середовища нашої планети.

Вулканічна діяльність Землі знаходиться в активному стані і сьогодні. За останні 3000 років, на земній поверхні зафіксовано близько 1000 діючих вулканів, з яких на сьогоднішній день лише біля 200 знаходяться на стадії затухання. Більшість з них зосереджено в межах океанічного узбережжя, а також приурочена до островних дуг, які облямовують океани, та океанічних островів. У глибині материків діючі вулкани зустрічаються дуже рідко. Сучасні та четвертинні вулкани утворюють три глобальних пояси, які оперезують земну кулю (рис. 5.84). Перший пояс, який називається Навкруг-Тихоокеанський, у вигляді неправильного кола облямовує Тихий океан. В його межах знаходяться як згаслі вулкани неоген-четвертинного віку, які розташовані в зовнішній частині пояса, так і діючі – зосереджені у внутрішній, ближчій до океану частині. Він об'єднує близько 340 діючих вулканів, що становить майже дві третини всіх вулканів, які знаходяться на суходолі. Другий, Середземноморсько-Індонезійський, пояс простягається в субширотному напрямку (паралельно до екватора). В ньому зосереджено 117 діючих і таких які знаходяться на стадії затухання вулканів, а з врахуванням тихоокеанського відгалуження їх кількість досягає 150. Більшість вулканів цього поясу локалізується в районі островів Індонезії і на островах Середземного моря. Третій, Атлантичний, пояс, характеризується субмеридіональним простяганням вздовж однойменного океану. В ньому зосереджено багато островних і підводних вулканів, приурочених до серединно-

океанічного хребта, тобто віддалених від берегів, що відрізняє його від Тихоокеанського поясу, де більшість вулканів розташована на узбережжі материків.

В межах цих трьох поясів зосереджено близько 90% усіх діючих на планеті вулканів. Інших 10% діючих вулканів знаходиться на Африканському материку, де у Східній Африці утворюють локальний пояс меридіонального простягання. Декілька діючих вулканів розташовані на островах Індійського океану. Згаслі вулкани поширені в Сибіру, Забайкаллі та Прибайкаллі. До позапоясних вулканів відносяться також численні острівні-надводні та підводні вулкани Тихого океану. Припускають, що кількість підводних вулканів, яку підрахувати досі ще неможливо, значно перевищує кількість наземних і становить кілька тисяч. Існує певна закономірність між територіальним поширенням вулканічних поясів і природою вулканічних процесів. Тихоокеанський пояс розташований у зоні поєднання тонкої земної кори океанського типу з корою континентального типу. Тут, зі сторони океану знаходяться вузькі глибоководні жолоби глибиною 7-11 км, зі сторони континентів на західному узбережжі океану піднімаються гірські пасма островів (острівні дуги), а на східному – гірські системи Кордильєр і Анд. Така різка контрастність рельєфу свідчить про різке прогинання (опускання) ділянок земної кори в районах жолобів і таке ж інтенсивне піднімання прилеглих гірських областей. На їх межі відбувається формування зони надглибинних розломів, зміщувачі яких нахилені від океанів у бік континентів або острівних дуг. Це є так звані **сейсмофокальні зони**, які досягають мантиї. Вздовж них відбувається формування осередків базальтової магми внаслідок часткового розплавлення океанічної кори, або надходження її з мантиї по розуцільнених зонах. Ці осередки в подальшому стають джерелами магматичних розплавів, які по розломах піднімаються догори і проявляються на земній поверхні у вигляді вулканічних вивержень. Здебільшого вулкани розташовуються над тими ділянками сейсмофокальних зон глибина яких досягає 90-150 км, а на відстанях від глибоководних жолобів – 100-200 км.

Середземноморсько-Індонезійський вулканічний пояс є одним з найактивніших кайнозойських поясів Землі. Сьогодні він знаходиться на заключній стадії розвитку, яка характеризується утворенням системи гірських хребтів. Проте в західній та східній частинах поясу збереглися активні сейсмофокальні зони до яких і приурочені вулкани здебільшого пірокластової і експлозивної категорій. Перші більш характерні для західної частини поясу, їх прикладом можуть бути такі вулкани як Везувій, Етна та інші, другі – типовими представниками яких є вулкани Кракатау, Тамбора та інші, поширені у східній частині. Вулканізм середньої частини поясу знаходиться на стадії затухання і представлений вулканами, які діяли в неогені та на початку четвертинного періоду. До них належать численні вулкани Карпат, які складають вулканічне Вигорлат-Гутинське пасмо розташоване на межі Закарпатської низовини і Карпатських гір, вулкани Кавказу (Ельбрус, Казбек, Арагац), а також Ірану, Афганістану і Тибету. Вулкани Атлантичного поясу, як і деякі вулкани Індійського океану (острів Сен-Поль і Амстердам), приурочені до рифтових зон серединно-океанічних хребтів і їх магматичні осередки залягають на незначних глибинах, під тонкою океанічною корою. В межах серединного хребта Тихого океану діючих вулканів дуже мало і зосереджені вони в районі Галапагоського архіпелагу. До вулканічних споруд відноситься також острів Паски. Східно-Африканський пояс характеризується порівняно невеликими розмірами і приурочений він до континентальної рифтової системи. Розташовані в його межах вулкани вивергають різну за складом лаву, яка є похідною глибинної магми лужнобазальтового складу. Це відрізняє їх від вулканів Атлантичного типу, які характеризуються базальтовим складом магми.

Більшість вулканів земної кулі розташована на межі літосферних плит. Частина з них приурочена до зон зближення континентальної та океанічної кори, або так званих зон стиснення. До таких відносяться вулкани Навкруг-Тихоокеанського та Середземноморсько-Індонезійського поясів. Друга частина вулканів зосереджена в межах рифтових зон серединно-океанічних хребтів, які являють собою зони розтягу. Це вулкани

Атлантичного поясу, а також Індійського та Тихого океанів. До цієї групи слід також віднести вулкани Східної Африки та Західної Європи (Франції і заходу Німеччини), приурочені до рифтових континентальних систем. Посеред літосферних плит вулкани утворюються дуже рідко, де вони приурочені до зон глибинних розломів. В океанах це трансформні розломи які є каналами переміщення базальтової магми, на континентах – це глибинні розломи, які досягають мантії, звідки живляться магмою лужно-базальтового складу. Як приклад внутрішньоплитних вулканів можна назвати вулкани Гавайських островів у Тихому океані, а також на островах Реюньон і Маврикій в Індійському океані. Типовим прикладом континентальних внутрішньоплитних вулканів є вулкан Камерун в Афганістані. Магматичні процеси, особливо вулканічні не є прерогативою розвитку лише нашої планети, вони властиві і іншим космічним тілам Сонячної системи. Вулканічні гори покривають поверхні Марса, Венери та Місяця, які також характеризуються наявністю кратерів і кальдер, при цьому розміри марсіанських вулканів набагато перевищують земні. Так, наприклад, щитовий вулкан Олімп має висоту 27 км, діаметр кальдери – 60 км, а діаметр підніжжя – 600 км. Вулкан Тейн на Венері заввишки 4,5 км, а в діаметрі біля 700 км. Майже всі вулкани планет Сонячної системи та Місяця давно затухли, виключенням є лише діючі вулкани на супутнику Юпітера Іо.

Незважаючи на репутацію руйнівних сил, вулкани насправді мали вирішальне значення для розвитку життя на Землі. Без вулканів більша частина води Землі все ще потраплятиме в земну кору і мантію. Ранні виверження вулканів призвели до другої атмосфери Землі, що призвело до сучасної атмосфери Землі. Крім води та повітря, вулкани є відповідальними за землю, що є ще одним необхідним для багатьох форм життя. Вулкани можуть бути руйнівними в даний момент, але в кінцевому рахунку життя Землі не було б таким, якби воно існувало взагалі, без вулканів.

Важливість вулканів для життя не закінчилася розвитком атмосфери, багатої киснем. Матонні породи утворюють понад 80 відсотків поверхні Землі, як над, так і під поверхнею океану. До магматичних порід належать вулканічні (вивержені) та плутонічні (розплавлений матеріал, який охолоджувався перед виверженням) гірські породи. Вулканічні виверження продовжують додавати землю, чи то шляхом розширення існуючих земель, як на Гаваях, чи шляхом виведення нових островів на поверхню, як на Сертсі, острові, що виник у 1963 р. Уздовж хребта серед океану поблизу Ісландії. Навіть форма земних мас Землі відноситься до вулканів. Вулкани виникають вздовж центрів поширення Землі, де вивержена лава повільно висуває верхні шари Землі в різні конфігурації. Руйнування літосфери (кори та верхньої мантії) в зонах субдукції також спричиняє вулкани, коли розплавлена, менш щільна магма піднімається назад до поверхні Землі. Ці вулкани спричиняють небезпеку, пов'язану з такими складовими вулканами, як м. Святі Елени та Везувій. Наслідки вибухових вибухів із складених вулканів варіюються від незручностей затримок та скасованих польотів літака через густу золу до змін погодних зразків, коли вулканічний пил досягає стратосфери та блокує частину енергії Сонця. Незважаючи на негативний вплив вулканічної активності, є і позитиви вулканів. Вулканічний пил, зола та гірські породи розкладаються на ґрунти з винятковою здатністю утримувати поживні речовини та воду, роблячи їх дуже родючими. Ці багаті вулканічні ґрунти (андизоли), утворюють близько 1 % доступної поверхні Землі. Вулкани продовжують нагрівати місцеве середовище. Гарячі джерела підтримують місцеві ареали дикої природи, і багато громад використовують геотермальну енергію для тепла та енергії. Мінеральні склади часто розвиваються через рідин від магматичних інтрузій. Від дорогоцінних каменів до золота та інших металів вулкани пов'язані з великою частиною корисних копалин Землі. Пошуки цих корисних копалин та інших руд сприяли багатьом людським дослідженням Землі.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому проявляються процеси внутрішньої динаміки Землі?
2. Охарактеризуйте джерела та енергію ендегенних геологічних процесів?
3. Що являє собою магматизм?
4. Поняття магми, їх походження та причини різноманіття?
5. Опишіть умови утворення магми та процеси її перетворення?
6. У чому особливості інтрузивного магматизму?
7. Охарактеризуйте умови формування та види абісальних інтрузивних тіл?
8. . Охарактеризуйте умови формування та види гіпабісальних інтрузивних тіл?
9. У чому особливості ефузивного магматизму?
10. Охарактеризуйте класифікацію вулканів за типом виверження?
11. Опишіть основні стадії процесу вулканічної діяльності?
12. У чому проявляється процес виверження водяної пари?
13. Охарактеризуйте виверження залежно від розмірів уламків?
14. Охарактеризуйте наслідки вулканічної діяльності та значення вулканів?
15. У чому полягають новітні методи дослідження магматизму?

Тема 6. Процеси вивітрювання й геологічна робота вітру.

1. Загальне поняття про процеси вивітрювання, його типи. Формування, будова і потужність кір вивітрювання у різних кліматичних зонах і породах.
2. Фізичне вивітрювання та його чинники. Температурне та механічне звітрювання. Продукти фізичного вивітрювання.
3. Хімічне вивітрювання. Типи хімічних реакцій, які обумовлюють зміни мінерального складу гірських порід.
4. Біологічне звітрювання. Роль органічної речовини.

Рекомендована література: 1, 4, 5, 6, 7, 10, 15

Ключові поняття: вивітрювання, поверхні вивітрювання, решітка вивітрювання, кора вивітрювання, фізичне вивітрювання, хімічне вивітрювання, біологічне звітрювання.

Вивітрювання - процес механічного руйнування та хімічної зміни гірських порід і мінералів земної поверхні та приповерхневих шарів літосфери під впливом різноманітних атмосферних агентів, ґрунтових та поверхневих вод, життєдіяльності організмів та продуктів їхнього розкладення. Розрізняють вивітрювання фізичне, хімічне та біологічне. Розрізняють також *наземне* (атмосфера) й *підводне* (гальміроліз) вивітрювання. Процеси вивітрювання спричиняють утворення різних осадових гірських порід та кори вивітрювання. Поверхні вирівнювання (англ. *planation surfaces*) – загальна назва рівнинних поверхонь, які виникають у результаті вирівнювання первинно розчленованого рельєфу під впливом різних денудаційних і акумулятивних процесів, інтенсивність яких протягом тривалого часу перевищувала інтенсивність тектонічних рухів. Поверхні вирівнювання характерні як для платформних, так і для складчастих областей.

Решітка вивітрювання (англ. *stone lattice, stone lace*) – форма вибіркового вивітрювання пісковиків та деяких інших гірських порід, яка спостерігається в умовах сухого клімату. Має вигляд крутих скелястих стін, посічених невеликими (від декількох до 20 см у діаметрі) напівсферичними заглибленнями у вигляді бджолиних сот.

Кора вивітрювання (К.в.) (англ. *crust of weathering, mantle of waste*) - комплекс гірських порід, що утворюються на поверхні Землі внаслідок дії на корінні породи сонячної радіації, механічного та хімічного впливу води, повітря й живих організмів. За категорією залягання виділяють площинні, лінійні та мішані кори вивітрювання. Товщина кори вивітрювання - від кількох до 100 м і більше. Від корінних

порід відрізняється пухкою структурою та хімічним складом. Формування кори вивітрювання відбувалося в усі геологічні періоди, її наявність свідчить про континентальне вивітрювання території.

У геологічній історії Землі існувало декілька епох формування потужної К.в.: докембрійська, верхньопалеозойська, тріас-юрська, крейдо-палеогенова, пліоцен-четвертинна. Релікти цих древніх К.в. зберігаються під товщею осадових відкладів або виходять на денну поверхню. Після свого утворення К.в. нерідко зазнавали повторних процесів обілення, каолінізації, шамозитизації, піритизації, карбонатизації, оглеїння, засолення і т. д. Кора вивітрювання характеризується вертикальною зональністю - у верхній частині породи найбільш розкладені, містять гідроксиди алюмінію, заліза, кремнію. Ця частина кори називається *латеридною*. Наступна каолінова зона містить гідроксиди заліза. Третя, гідрослюдисто-монтморилонітова-бейделітова зона, пов'язана з розкладанням магматичних порід. Нижче лежать породи, що не зазнали вивітрювання. В основі кори вивітрювання часто знаходяться гіпсові та вапнякові стяження, у верхній частині кори - нагромадження гідрослюд, монтморилонітів. З древніми К.в. пов'язане утворення ряду корисних копалин. Близько 1/3 всіх хімічних елементів досягає в К.в. підвищених концентрацій, що мають практичне значення. У К.в. утворюються родовища руд алюмінію, заліза, марганцю, нікелю, кобальту, урану, рідкісних елементів, барію, неметалічних корисних копалин, таких, як каоліни, вогнетривкі глини, магнезити та ін. З К.в. пов'язане утворення розсипів золота, платини, каситериту, титаномагнетиту, циркону, монациту, дорогоцінних каменів та ін. В Україні К.в. поширена головним чином у межах Українського щита.

Фізичне вивітрювання - сукупність процесів механічного руйнування мінералів і гірських порід без зміни їх складу. Виникає внаслідок коливання температури. Від частого нагрівання та охолодження гірські породи тріскаються, розпадаються на дрібні частини. Цьому сприяє також вода, що замерзає в тріщинах. Фізичне вивітрювання особливо характерне для територій з арктичним кліматом і високогірних районів.

Фізичне вивітрювання поділяється на:

1) *Температурне* - під впливом добових та сезонних коливань температури. Його інтенсивність залежить від складу породи, її будови (текстури і структури), забарвлення, тріщинуватості, амплітуди температур та швидкості її зміни. Воно проявляється в усіх кліматичних зонах, проте найбільш інтенсивно протікає у пустельних областях, які характеризуються різким контрастом температур, сухістю повітря, відсутністю або слабким рослинним покривом.

2) *Морозне* - замерзання і відтавання води в тріщинах. Інтенсивність морозного вивітрювання залежить від коливань температури біля точки замерзання, що характерно для приполярних територій та високогір'я.

3) *Механічне* - за рахунок механічного виносу часток водою або вітром, дії гірських рослин, тварин, що риють нори, кристалізації солей. Руйнівна діяльність солей здійснюється у посушливих територіях, де вдень при сильному нагріванні вода випаровується, а кристали солей наростають, розширюючи тріщини.

Нерівномірне надходження сонячного тепла у різні пори року та доби обумовлює періодичне нагрівання та охолодження гірських порід. Коливання температури супроводжується численними змінами об'єму зерен мінералів, які приводять до об'ємних деформацій. Внаслідок цього з'являються тріщини, величини яких залежать від коефіцієнта об'ємного розширення мінералів. У кварцу, наприклад, цей коефіцієнт дорівнює 0,00031, у польового шпату - 0,00017.

Однією з причин утворення тріщин є періодичне зволоження гірських порід дощовими і талими водами. За умов багатократного намокання та висихання сила зчеплення між частками породи зменшується, внаслідок чого вона розпадається на уламки різного розміру. Причому у різкоконтинентальному, арктичному та аридному кліматі

руйнування відбувається інтенсивніше, ніж у помірному, що пов'язано з більш різкими коливаннями температур у денний та нічний час. Наприклад, у пустелях літом поверхня Землі нагрівається вдень до 70°C , а вночі стовпчик термометра опускається до 0°C . Оголені, не вкриті рослинністю породи руйнуються швидше, ніж ті, на яких ростуть дерева, кущі і трава.

У процесі вивітрювання монолітні породи стають тріщинуватими і покриваються уламками, стійкість яких на схилах визначається кутом природного відкосу (нахил, за якого розсипчастий матеріал здатний утримуватися на схилі). Для різних порід він коливається від 27 до 370. Біля підніжжя схилів продукти вивітрювання утворюють конуси осипання (або колювій). Скупчення уламків, що залишаються на місці, називаються корама вивітрювання. Вони характерні для горизонтально залягаючих масивів кристалічних (магматичних, метаморфічних) порід. Інколи уламки зі схилів зносяться дощовими і талими водами. Зміщений таким чином матеріал називають делювієм. Масове падіння уламків різної величини називають обвалом. Причинами обвалу можуть бути землетруси, снігові лавини, зливи, буревії та ін. Об'єм кам'яної маси при цьому може сягати декількох мільйонів кубічних метрів. В процесі фізичного вивітрювання гірські породи розпадаються на уламки різної величини. При цьому крупні уламки за своїм складом є однорідними з породою, з якої вони утворилися, а дрібні – часто складаються з окремих мінералів.

Хімічне вивітрювання - процес руйнування гірських порід під дією природних вод (атмосферних, поверхневих, ґрунтових, підземних), який супроводжується розчиненням та вилугуванням мінералів порід. Внаслідок цього відбувається насичення вод хімічними елементами, які містяться в мінералах. Агентами хімічного вивітрювання є дощові та талі води, пара і гази повітря, а також збагачені киснем, двоокисом вуглецю, солями та кислотами підземні води, які розвантажуються на земній поверхні, та органічні кислоти. Внаслідок їхньої дії на мінеральну речовину відбуваються процеси розчинення, окислення, гідратації та дегідратації, а також гідролізу.

Інтенсивність хімічного розчинення залежить від багатьох причин, головними з яких є рельєф місцевості, кліматичні умови, хімічні властивості гірських порід та тривалість дії на породи атмосферних агентів. Сприятливим для хімічного вивітрювання є рівнинний слабкорозчленований рельєф. В умовах теплого та вологого клімату хімічне вивітрювання йде до повного розкладу первинних продуктів, а у холодному кліматі відбуваються лише часткові зміни в мінералах.

Найпоширеніші процеси хімічного вивітрювання:

1) **Окиснення** гірських порід і мінералів відбувається під дією вологи повітря і вільного кисню, що міститься у воді. При цьому сульфіді переходять у різні кисневі сполуки (сульфати, карбонати, гідроокисли та ін.), закисні сполуки заліза – в окисні, а останні – у гідроокисли.

2) **Гідратація (водонасичення)** – явище приєднання безводними мінералами води. При цьому молекули води входять у певних кількостях до структури мінерала. Насичення водою супроводжується перебудовою кристалічної решітки мінерала і збільшенням його об'єму. Процес гідратації часто супроводжується розвитком тріщинуватості та виникненням деформацій масивів гірських порід.

3) **Розчинення** – перехід мінеральної речовини у розчин. Воно залежить від мінералогічного складу гірських порід, хімічної активності води та природно-кліматичних умов. Найлегше розчиняються галоїди, сульфати і деякі карбонати. Велике значення має хімічна активність води, що залежить від вмісту іонів H^+ та OH^- . Кислі розчини, збагачені іонами H^+ , здатні розчинювати сполуки Ca , Mg , Fe , Na . Лужні розчини, збагачені іонами OH^- , розчиняють і такі важкорозчинні сполуки, як кварц. Розчинна здатність природних вод збільшується в умовах теплого і вологого клімату. Процес, який супроводжується винесенням із гірських порід лише легкорозчинних хімічних сполук, має назву вилуження. Останнє супроводжується утворенням у породах пор і порожнин. Прикладом

може бути вилуження з доломітів легкорозчинних зерен кальциту, що призводить до появи в породі дрібних порожнин, або каверн.

4) **Гідроліз** – розклад мінералів дисоційованою водою із утворенням нових сполук та виносом окремих елементів у розчиненому вигляді. Цей процес призводить до руйнування кристалічних решіток одних мінералів і утворення інших, нових, хімічних сполук. У природі гідроліз найяскравіше виражений у силікатів. Мінерали цього класу, що утворені в надрах в умовах високих температур та тисків, на поверхні Землі у присутності води та вуглекислоти розпадаються на складові (компоненти) і в процесі обміну утворюють нові хімічні сполуки. Одні з цих сполук легко переходять у розчин та виносяться у зони вивітрювання, а інші лишаються на місці, утворюючи залишкові продукти. До легкорозчинних належать кислі та вуглекислі солі натрію, калію, кальцію, магнію. До важкорозчинних – водні окисли кремнію, алюмінію, заліза. Одним із характерних прикладів гідролізу є каолінізація польових шпатів, що складають ледь не половину усіх мінералів земної кори. Тверді зерна цих мінералів розкладаються у присутності води та двоокису вуглецю з утворенням землястого каоліну, аморфного опалу та легкорозчинних солей калію, натрію, кальцію.

Стадійність хімічного вивітрювання мінералів - стадії природних процесів хімічного вивітрювання мінералів, зумовлені різною рухомістю хім. елементів. Першими виносяться **аніони**, які легко вилужуються (Cl^- , SO_4^{2-}), а на кінцевій стадії - значні кількості Mg і Si з різним ступенем збагачення залишкових продуктів окиснення гідрооксидами Fe, Mn, Al і Ti. Продукти вивітрювання, які залишаються на місці руйнації породи, називаються корою вивітрювання, яка може бути різною за своєю геохімічною специфікою. Каолінова кора вивітрювання розвивається переважно на гранітах. Латеральна кора зустрічається в районах із вологим тропічним кліматом і розвивається переважно на лужних та основних магматичних породах. Складена вона гідрооксидами заліза та алюмінію і має коричнево-цегляний колір. В процесі хімічного вивітрювання відбуваються зміни у хімічному складі гірських порід, що супроводжуються утворенням нових мінералів.

Органічне вивітрювання є наслідком життєдіяльності живих організмів та рослин. Органічний світ змінює і руйнує гірські породи, діючи на них як механічно, так і хімічно. Організми та тварини, що живуть у землі, розрихлюють ґрунти і подрібнюють мінеральну речовину гірських порід. Величезну роботу здійснюють різні групи бактерій. Механічна робота рослин полягає у руйнуванні порід корінням. Хімічна дія живих організмів та рослин відбувається як за їхнього життя, за якого вони виділяють органічні кислоти, так і після їхнього відмирання, коли відбувається хімічний розпад живої речовини. Вуглекисень, органічні кислоти, азотисті сполуки інтенсивно руйнують гірські породи. Продукти розпаду тварин і рослин перетворюються у гумус, що не лише забезпечує родючість ґрунтів, а й одночасно є потужним фактором руйнації гірських порід. Безпосередньо руйнують гірські породи нітрифікуючі бактерії, засвоюючи азот із ґрунту, а вуглець – із карбонатів. Поступово поверхневий шар перетворюється у ґрунт.

Переважання будь-якого вивітрювання залежать від клімату, рельєфу і гідрогеологічних умов. Клімат значною мірою визначає тип вивітрювання і характер гірських порід, що утворюються при цьому. Процеси фізичного вивітрювання переважають у регіонах із різко континентальним посушливим кліматом, у напівпустелях та пустелях, а також у полярних і високогірних областях. У субтропіках, тропіках, вологій екваторіальній та помірно вологій зонах вирішальна роль належить хімічному вивітрюванню, яке складається з окислення, гідратації, розчинення, карбонатизації та декарбонатизації. Черговість та інтенсивність цих процесів визначаються розчинністю сполук і властивостями хімічних елементів, тобто мають свою специфіку для кожного типу порід. Біологічне вивітрювання процес руйнування й хімічних змін гірських порід у результаті життєдіяльності організмів та продуктів їх розкладання. За органічного вивітрювання відбувається механічне руйнування гірських порід коренями рослин,

порушення стійкості уже вивітрілого матеріалу тваринами, хімічні зміни гірських порід під впливом органічних і мінеральних речовин, які виділяються живими організмами в процесі їх діяльності й після відмирання.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому полягає процес вивітрювання, його механізм?
2. Що собою являють поверхні вирівнювання?
3. Що собою являє решітка вивітрювання?
4. У чому полягає процес утворення кори вивітрювання?
5. Охарактеризуйте фізичне вивітрювання та його чинники?
6. Охарактеризуйте температурне та механічне звітрювання?
7. Що собою являють продукти фізичного вивітрювання?
8. У чому полягає процес хімічного вивітрювання?
9. Опишіть основні типи хімічних реакцій, які обумовлюють зміни мінерального складу гірських порід?
10. У чому полягає процес біологічного звітрювання. Роль органічної речовини в природі?

Тема 7. Геологічна діяльність річок, озер та боліт.

1. Геологічна діяльність постійних водних потоків. Складові елементи геологічної роботи рік. Річкові долини та їхня форма.
2. Акумулятивна діяльність рік. Формування алювію і будова заплави. Направленість та циклічність розвитку річкових долин.
3. Класифікація озер за їх походженням. Типи озер. Хімічний склад озерних вод, осадконакопичення, корисні копалини.
4. Типи боліт. Специфіка осадконакопичення в болотах. Розвиток водойм. Процеси торфоутворення. Корисні копалини боліт.

Рекомендована література: 1, 3, 4, 6, 7, 8, 10, 15

Ключові поняття: постійні водотоки, геологічна робота рік, річкова долина, форми річкових долин, рівнинні долини, гірські долини, акумуляція, алювій, заплава, озера, типи озер, осадконакопичення в озерах, корисні копалини озер, болота, типи боліт, осадконакопичення в болотах, торфоутворення, корисні копалини боліт.

Геологічна робота рік складається з розмиву дна та берегів, переносу і відкладення уламків порід. Усі ці сторони діяльності можуть проявлятися водночас. У верхів'ях, де долина ріки має найбільші схили, переважає ерозія, в пониззях - відкладення, а в середній течії ріки поєднуються розмив, перенесення та відкладення. Робота текучих вод починається з площинного стоку і нагромадження делювію, ерозії, формування ярів і тимчасових гірських потоків, що утворюють конуса виносу, складені пролювієм. Ріки роблять ерозійну, переносну й акумулятивну роботу. У більшості річкових долин розвинуті заплави і надзаплавні річкові тераси: ерозійні; ерозійно-акумулятивні, чи цокольні; акумулятивні. У гирлових частинах одних рік формуються дельти, в інші - естуарії.

Річкова долина - лінійно витягнута від'ємна форма рельєфу, утворена дією постійного водотоку. Розмір такої долини залежать від водності річки, яка визначається площею та особливостями басейну. Розрізняють головні й бокові долини, які разом утворюють систему долин кількох порядків. У плані річкові долини найчастіше мають звивисту форму, їм властиве поступове розширення від верхів'їв до пониззя або чергування розширених та вузьких ділянок. Основними компонентами річкової долини є дно, що включає річище (русло) та заплаву, і схили - терасовані або нетерасовані.

Залежно від профілю поперечного розрізу розрізняють такі річкові долини: 1) ящикоподібні, трапецієподібні (переважно рівнинних річок), 2) V-подібні (переважно гірських річок), 3) ущелини; 4) каньйони. Річкові долини на території України

мають різні типи поперечного профілю, що залежить від складного взаємовпливу ерозійної та акумулюючої діяльності водотоків, ендегенних процесів, літології гірських порід тощо. Скидова долина - річкова долина, розташована вздовж лінії скиду. Утворюється найчастіше в результаті ерозійної дії течії води, хоча існують і рифтові долини, що формуються в результаті тектонічної активності.

Формами річкових долин є балки та яри, які утворюються непостійними (періодичними) водотоками. Долини зазвичай утворюють цілі системи; одна долина переходить в іншу, ця, своєю чергою, в наступну і т. д., поки їхні водотоки одним загальним річищем не впадуть в у водойму. У долини розрізняють схили і дно. У молодих долин дно буває нерозвиненим, вкриті піщаними валами, горбами, конусами винесення, а схили підходять до самої річки, будучи одночасно берегами річки, що протікає у ній. Схили долини можуть бути високими або низькими, крутими або пологими. За крутістю обидва схили долини бувають однаковими або різними (асиметричними). В асиметричних долин Північної півкулі крутішим частіше буває правий (західний), а в Південній півкулі - лівий (східний) схил. Розрізняють *гірські і рівнинні долини*. Для перших характерна значна глибина при відносно невеликій ширині та нерівномірному падінні поздовжнього профілю (каньйону або ущелини). Рівнинні долини, як правило, широкі, мають незначну глибину і крутість схилів, невеликі схили тощо. У своєму верхів'ї долина найчастіше починається водозбірною воронкою або льодовиковим цирком. Рідше трапляються долини з відкритими верхів'ями. Гирлова (нижня) частина долини часто супроводжується річковою дельтою чи конусом винесення або ж являє собою затоку водойми, в яку впадає річка у вигляді губи чи естуарію.

Цей вид долин є дуже складною, розгалуженою та водночас пов'язаною між собою єдиною системою ландшафтів. Вони чітко відособлені у фізико-географічному відношенні та різко контрастують за морфологією з материковими ландшафтами, які їх оточують. Блукаючий річковий потік призводить до великої мінливості долинного ландшафту, до його безперервної і глибокої перебудови. Річкові долини постійно омолоджуються, в них завжди можна спостерігати як початкові стадії формування рельєфу і розвитку біогеоценозів, так і пізніші. Специфічними для річкових долин, які не мають аналогів серед зональних типів ландшафту, є гідрологічні особливості: весняно-літні повені, дощові та вітрові паводки. Єдність річкових долин виявляється у великій синхронності розливів уздовж усього профілю долини. Заплави рівнинних річок є хорошими сінокісними угіддями; у безпечних від ерозії місцях вони розорюються, тераси також часто використовуються під посіви різноманітних сільськогосподарських культур, часто служать місцем розміщення населених пунктів (в гірських країнах). Схили долин нерідко бувають вкриті лісом. Долина, окрім флювіальної, тобто сформованої дією течії води, також може бути тектонічною, якщо її поява пов'язана з геологічною будовою рельєфу. До таких належать Алайська долина в Середній Азії і каліфорнійська Центральна долина в Північній Америці.

Ріки переносять велику кількість уламкового матеріалу різної розмірності - від тонких мулистих часток і піску до великих уламків. Перенос його здійснюється волочінням (перекочуванням) по дну найбільш великих уламків і в зваженому стані піщаних, алевритових і більш тонких часток. Крупніші уламкові матеріали ще більше підсилюють глибинну ерозію. Вони є як би ерозійними інструментами, що дроблять, руйнують, шліфують гірські породи, що складають дно русла, але і самі подрібнюються, стираються з утворенням піску, гравію, гальки. Переміщені по дну і зважені крупні матеріали називають твердим стоком рік. Крім уламкового матеріалу ріки переносять і розчинені мінеральні утворення. Частина цих речовин виникає в результаті розчинюючої діяльності річкових вод, інша частина попадає в ріки разом з підземними водами. У річкових водах гумідних областей переважають карбонати Ca і Mg, на частку яких припадає близько 60% іонного стоку. У невеликих кількостях зустрічаються з'єднання Fe і Mn, частіше утворюючи колоїдні розчини. У річкових водах аридних областей крім

карбонатів помітну роль грають хлориди і сульфати. Співвідношення ваблених, зважених і розчинених речовин по-різному в гірських і рівнинних ріках. У перших з них спостерігається різка перевага зважених часток при близьких кількостях розчинених речовин і ваблених наносів, представлених переважно галечниками, іноді з великими валунами. У рівнинних ріках переважають розчинені речовини, на другому місці суспензії і порівняно мале число ваблених, представлених переважно пісками з домішкою гравію.

Поряд з переносом різного матеріалу відбувається і його **аккумуляція (відкладення)**. На перших стадіях розвитку ріки, коли переважають процеси ерозії, які виникають місцями відкладення виявляються нестійкими і при збільшенні швидкості плину під час повідь вони знову захоплюються потоком і переміщуються вниз за течією. Але в міру вироблення профілю рівноваги і розширення долин утворюються постійні відкладення, які називають алювіальними, або алювієм (лат. "аллювіо" - нанос, намитий). У нагромадженні алювію й у формуванні річкових долин велику роль грають зазначені вище вигини рік, що виникають головним чином у результаті турбулентного характеру плину потоку, коли поступальні рухи води сполучаються з поперечною циркуляцією. Але вигини можуть виникати і при наявності різних нерівностей рельєфу. Рухаючи по дузі вигину, вода випробує вплив відцентрової сили, і стрижень потоку притискається до увігнутого берега, де вода опускається вниз, викликаючи посилений розмив дна, борта русла і захоплення уламкового матеріалу. Від крутого берега, що підмивається, придонні струми води направляються до протилежного опуклого берега, де починається інтенсивна аккумуляція й утвориться так називана прируслова обмілина, що частково оголюється при спаді води під час межені. Це початковий етап формування алювію. Так крок за берег, що кроком підмивається, стає стрімчастим і постійно відступає, збільшуючи крутість вигину, а на іншому березі відбувається поступове нарощування прируслової обмілини. Поступовий зсув увігнутих берегів, що підмиваються, і нарощування руслових обмілин в опуклих берегів приводить, зрештою, до утворення великих закрутів, названих також меандрами (за назвою р. Меандр у Малій Азії). У результаті розвитку річкової долини відбуваються значне розширення площі руслових алювіальних відкладень і утворення низького берега, що наминається, що починає заливатися тільки в повіддя.

Така низька ділянка долини, складена алювієм, представляє **заплавну ріку** - частина долини, що піднімається над руслом, називану також заплавною, луговою чи заливною терасою. Поперечний профіль долини здобуває плоскодонну, чи скринеподібну форму. Закруту, розвиваючись, здобувають значну кривизну, утворюють серію петель, розділених вузькими перешийками. Місцями відбувається прорив такого перешийка, і ріка на таких ділянках спрямляє своє русло. Опади, що накопичуються поруч з головним спрямленим руслом у кінців покинутого закруту, заповнюють обоє її кінця, і вона перетворюється в замкнуте озеро. Такі озера поступово заповнюються опадами, принесеними в повіддя, заростають, можуть перетворитися в чи болота в сухі зниження. Відгалуження від русла ріки закруту називають старицями. Утворення стариць і випрямлення русьвів неодноразово виявлялося особливо на широких заплавах рівнинних рік, де спостерігаються залишки різних за часом відшнурованих рукавів на різних стадіях їхнього розвитку і відмирання. Слід зазначити також, що закрути розвиваються не тільки убік берегів, але і вниз за течією. У результаті виступи, складені корінними породами, поступово зрізуються, і утвориться широка заплавна тераса зі складним рельєфом.

Вивчення діяльності рік має велике теоретичне значення. Склад алювію і співвідношення його фацій, кількість древніх надзаплавних терас і зміна їхніх висот уздовж долини ріки дають можливість зрозуміти історію новітнього розвитку району, характер новітніх тектонічних рухів, кліматичних особливостей і т. п. Відносне перевищення надзаплавних терас однієї над іншою і над дном долини, глибина врізання на різних стадіях розвитку ріки дозволяють судити про розмах рухів земної кори. Та й саме закладення річкових долин буває визначено особливостями глибинної тектонічної будівлі території. Вони часто присвячені до ослаблених зон (розламам, прогинам). Варто

підкреслити також те, що ріки є головними постачальниками осадового матеріалу у Світовий океан.

З ерозійною й акумулятивною діяльністю рік зв'язане формування особливого типу родовищ найцінніших корисних копалин, названих алювіальними розсипними родовищами. Якщо розмиву рік піддаються корінні чи родовища гірські породи, що містять важкі і хімічно стійкі мінерали в розсіяному стані, то вони переносяться на те чи інша відстань і відкладаються разом з іншими алювіальними відкладеннями. У процесі переносу і перевідкладення продукти розмиву сортуються по щільності. Більш легкі мінерали стираються і виносяться ріками. У розсипах же концентруються мінерали з високою щільністю. За даними П. М. Татарінова, найбільш важкі мінерали випадають раніше, а менш важкі переносяться далі. У першу чергу випадають золото і платина, потім такі мінерали, як вольфраміт, касітерит, магнетит, рутил, гранат, алмаз. Ці важкі і стійкі мінерали й утворюють алювіальні розсипи - промислові скупчення корисних копалин. Розсипу в заплаві й у річкових терасах часто виражені у виді смуговидних відкладів нижньої частини розрізу алювію.

Схематичний *розріз алювіального долинного розсипу*, де знизу нагору залягають: корінні породи, названі "плотиком"; алювіальний шар, перемитий і, що залягає на місці утворення (піски); алювіальні відкладення галечників, що іноді включають валуни; алювіальні глини і пісок ("торфу"); коллювіальні і пролювіальні або і глини, іноді з щебенем, місцями з щибистими прошарками; ґрунтово-рослинний шар. Важкі мінерали містяться переважно в плотіку, у його елювії й у галечниках. Вони разом утворюють так названий "шар" розсипу. Іноді спостерігаються складні розсипи, що містять два чи кілька обріїв металонесних відкладень, розташованих на різних рівнях. Особливо велике практичне значення мають розсипні родовища дорогоцінних металів - золота і платини. В даний час близько 25% світового видобутку золота виробляється з розсипів. Але крім розсипних родовищ, зв'язаних із сучасними долинами рік, у ряді місць виявлені викопні розсипи, що формувалися в різні етапи геологічного часу, коли існували континентальні умови і розвивалися річкові системи. Ці розсипи відрізняються від більш молодих залягань на більшій глибині в товщі інших порід і зцементованістю. Вони звичайно представлені конгломератами. Класичним прикладом таких викопних розсипів є золотоносні конгломерати Вітватерсранда в Ю. Африці, де середній зміст золота досягає 8 г/т і відомі його великі сумарні запаси.

Озерами називаються заповнені водою заглиблення поверхні суходолу, які не мають безпосереднього зв'язку з водами Світового океану. Вони, здебільшого, поширені в областях вологого клімату, там де є значні за розмірами низовини та безстічні улоговини. Найчастіше озера зустрічаються в районах, які зазнали впливу четвертинного зледеніння, у північних частинах Євразійського та Північноамериканського континентів, де займають близько 2% їх території.

Тектонічні озера - найбільші та найглибші озера, які займають западини, що виникли в результаті тектонічних рухів земної кори: розломи, скиди, грабени, міжгірні та рівнинні прогини. Найглибшими озерами на планеті є Байкал і Танганьїка - вони значно глибші аніж такі моря, як Баренцове, Карське та Східно-Сибірське. З грандіозним розломом земної кори - Східно-Африканським грабеном - пов'язана система великих африканських озер: Туркана, Альберт, Едвард, Вікторія, Танганьїка і Ньяса. На місці велетенських скидів утворились западини Великих Озер - Верхнє, Гурон, Мічиган, Ері та Онтаріо. До розломів приурочені озера Скандинавії, Фінляндії і Карелії: Венерн, Веттерн, Меларен, Імандра, Умбозеро, Ловозеро та Ковдозеро. В міжгірських прогинах знаходяться гірські озера Іссік-Куль, Телецьке та Каракуль.

Дуже екзотично виглядають **вулканічні озера**, які отримали поширення в областях сучасного та древнього вулканізму. Особливо часто вулканічні озера зустрічаються у відомому Тихоокеанському вулканічному кільці. На Японських островах, наприклад,

майже половина озер вулканічного походження. Їх також можна зустріти і в Європі, Африці, Австралії і навіть в Антарктиді. Вулканічні озера утворюються при вибухах верхніх частин вулканів в кратерах, які являють собою воронки навколо жерла. Такі озера невеликі, округлої форми, однак відносяться до глибоководних. Діаметр їх зазвичай не перевищує 2-3 км, але глибина сягає декількох сотень метрів. Кальдери відрізняються від кратерів більшими розмірами — це великі вулканічні западини округлої форми, які мають діаметр 25-30 км. Дно їхнє частіше пласке, схили стрімкі, глибина сягає декількох сотень метрів. Утворюються кальдери за допомогою вибухів вулкану, коли знищується частина вулканічного конуса або він просідає при відході лави і виникненні пустоти в джерелі вулкану. Маари - це згаслі вулкани вибухового типу, які мають вигляд широкої воронки, обмеженої невисоким валом.

З вулканічною діяльністю пов'язані також і *загатні озера*. При виверженні вулкану нерідко потоки лави загачують річкові долини або грабени, утворюючи природні греблі. До найвідоміших таких озер відносяться Севан, Тиверіадське озеро та Ківу. Дуже часто загатні озера утворюються в гірських долинах шляхом обвалів, оповзання, морен льодовиків. При цьому обвалюється велика маса гірської породи і озера утворюються буквально за декілька годин чи днів. Причиною утворення деяких озер є оповзання, які виникли при землетрусах або великих опадах. До таких озер відносяться Мантаро в Перу, Яшин-Куль у Ферганській долині та Синевир в Україні. В горах, де є льодовики, зустрічається багато озер, більшість з яких є загатними і утворились через кінцеві моренні вали, які перекривають долини. Іноді в гірській долині можна спостерігати ланцюжок таких загатних озер, який виглядає як сходинки.

Льодовикові озера утворюються не тільки в горах, але й на рівнинах. За останні 2 млн років на нашій планеті неодноразово виникали похолодання. На величезній території проходило накопичення снігу та утворення потужних льодовикових щитів, які вкривали більшу частину Північної Америки та Європи. Остання льодовикова епоха закінчилась 10-12 тисяч років тому. Великий льодовик товщиною 1,5 км займав усю Канаду аж до сучасних Нью-Йорка, Чикаго та Сієтла. В Європі він поширився до широт Копенгагена, Берліна та Санкт-Петербурга. Льодовики залишили після себе велику кількість великих та малих западин, більшість з яких заповнилась талими водами і стали озерами. Озерні ландшафти, створені льодовиками, характерні для Канади, Скандинавії, Прибалтики. Ерозійна діяльність льодовиків особливо яскраво виражена в областях зародження льодовиків - в центрах зледеніння. В Північній Америці такими центрами є Кордильєри, Баффінова Земля та Лабрадор, в Євразії - Скандинавія, Нова Земля та інші. З ерозійною діяльністю льодовиків пов'язані фіордові озера, дуже поширені на узбережжі Скандинавії, Шотландії, Патагонії і південної частини Нової Зеландії. Вони займають древні долини, оброблені льодовиками і затоплені морями. При таненні льоду біля країв утворювалась морена, яка загачувала фіорд. Такі озера мають велику протяжність, малу ширину та значну глибину. До найвідоміших фіордових озер відноситься шотландське озеро Лох-Несс.

В утворенні озер беруть участь і річки. Вони здійснюють роботу по перетворенню поверхні суходолу. Річки розмивають, переносять і відкладають щорічно мільярди тонн гірської породи. В процесі цієї роботи річок утворюються *річкові озера* - заплавні, плесові та дельтові. Протягом мільйонів років річки сформували глибокі та широкі долини, які сягають декількох кілометрів. Русла річок дуже мінливі, вони утворюють численні меандри у вигляді дуги чи підкови. При переміщенні широким дном долини, річка формує нове русло, а ділянки старих, втрачаючи зв'язок з новим, перетворюються в озера-стариці (заплавні). Таких озер дуже багато в долинах річок Північної Євразії. В умовах сухого клімату на місці русла річки часто утворюються плесові озера. Вони являють собою ланцюжок озер, що тягнуться на сотні кілометрів. Особливо часто такі озера зустрічаються на річках Австралії, коли навіть великі річки влітку пересихають, від них лишається лише ланцюжок озер. З річками пов'язані також і дельтові озера. Гирла

багатьох річок закінчуються дельтами - величезними конусами наносів річок. На пласкій або злегка хвилястій поверхні дельт зустрічається велика кількість озер, які виникли в зниженнях при замулюванні численних проток.

Причиною утворення *морських озер* на морських узбережжях є морські хвилі та течії. Намиваючи піщано-галечникові коси та вали, вони відділяють гирла річок або затоки від моря, створюючи окремі водойми. Якщо гирла річок підтоплюються морем, то виникають витягнуті мілководні затоки. На узбережжях Чорного та Азовського морів їх називають лиманами. Відокремлені від моря косами або валами лимани стають озерами. Більшість лиманних озер мають прісну воду, але є озера і з солоною. Вона солонна, тому що через посушливі ділянки кіс морська вода продовжує проникати в озеро і насичувати його сіллю. Такі озера називають сивашами. На рівнинних морських узбережжях зустрічаються лагунні озера. Це колишні затоки чи бухти, відокремлені від моря піщаними косами. Лагунні озера або повністю від'єдналися від моря, або сполучаються протокою - постійно чи під час припливів. Морська вода здатна проникати в такі озера через піщані коси, тому вони нерідко солоні. Такі озера зазвичай мілководні, але їхня площа може сягати декількох десятків тисяч км². Найбільшим лагунним озером світу є Маракайбо, яке розташоване у Венесуелі, до таких відноситься і найбільше озеро Антарктиди Едісто-Капоне.

Найбільш дивовижними за своєю природою є *карстові озера* (провальні). Вони цікаві тим, що вода в них може раптово зникнути, а потім з'явиться знову. Вони зустрічаються там, де поверхня складена розчинними породами. Це можуть бути кам'яна сіль, гіпс, вапняк, доломіти та крейда. Підземні води, розчиняючи гірські породи, утворюють під землею різні порожнини, що призводить до провалів. На місці таких провалів утворюються озера. Зазвичай карстові озера невеликі, округлої або овальної форми. Карстові форми рельєфу набули широкого розповсюдження на Балканському півострові, в Якутії та в Західній Росії. Своєрідними провальними озерами є водойми в районах багаторічної мерзлоти. В мерзломому ґрунті дуже поширений викопний лід у вигляді лінз та жил. При таненні криги ґрунт просідає, утворюючи улоговини, які заповнюються водою. Такі озера називаються термокарстовими. Вони дуже динамічні, швидко виникають, за декілька десятків років збільшують свої розміри, обриси та місце положення, а потім так же швидко і зникають.

В умовах посушливого клімату в улоговинах видування або в зниженнях між дюнами, барханами, піщаними грядками утворюються *еолові озера* (вітрові). Вони досить численні на рівнинах посушливих областей. Розміри еолових озер можуть бути найрізноманітнішими: від сотень м² до десятків км², глибина коливається від 2-5 до 10 м. Такі озера відрізняються непостійністю водного режиму. В суху пору року вони сильно міліють і навіть можуть зовсім зникнути, тобто перетворитись в сухі озера, які заповнюються водою лише в період нечастих злив.

Найбільш унікальними озерами нашої планети є *метеоритні озера*. Вони утворюються на місці падіння метеоритів. При зіткненні із землею поверхнею залишаються вибухові кратери. Формою вони нагадують воронки від вибуху бомб. В умовах вологого клімату метеоритні кратери заповнюються водою і стають озерами. На сьогодні на Землі знайдено приблизно 120 таких водойм. Особливо багато метеоритних озер в пустельних областях - на півночі Африки, в Австралії, а також вони були знайдені на півночі Лабрадорського півострова, на острові Сааремаа в Естонії, на Чукотці.

Вулканічного походження озера улоговини є кратерами згаслих вулканів. Одне з найбільших серед них Кронцьке, на півострові Камчатка. Озера використовуються людиною для водопостачання населених пунктів, підприємств, зрошення полів, видобутку солей, лікувальних грязей, а також для розведення риби, як зона відпочинку. У багатьох місцях люди, перегородивши штучною греблею струмок чи невеличку річку, роблять стави. Скидання промислових вод, отрутохімікатів, нафтопродуктів, забруднення вод

побутовими відходами людської діяльності поставили багато великих та малих озер світу на межу загибелі.

Гідрологічний режим озер (збільшення та зменшення води) тісно пов'язаний з кліматичними особливостями районів їхнього розташування. За гідрологічним режимом усі озера можна поділити на три групи: безстічні, проточні та озера з перемінним стоком. Безстічні озера поширені в областях аридного (сухого) та семіаридного (посушливого) клімату. Вони живляться за рахунок рік, тимчасових потоків або атмосферних опадів та не мають стоку, а втрачають воду тільки внаслідок випаровування. Проточні озера поширені здебільшого в областях гумідного (вологого) клімату та живляться водами рік і атмосферних опадів. Характерною особливістю таких озер є те, що окрім випаровування, вони також віддають воду через ріки та струмки, які з них витікають, або шляхом підземного стоку. Озера з перемінним стоком – це періодично проточні озера, з яких стік води відбувається лише в періоди високих вод. Водний баланс та клімат відіграють основну роль у формуванні хімічного складу озерних вод. Так, наприклад, морські води реліктових озер з проточним гідрологічним режимом і розташованих в гумідній кліматичній зоні, можуть поступово замістись прісними поверхневими водами атмосферного походження. В безстічних озерах областей аридного клімату, де відбувається інтенсивне випаровування, спостерігається збільшення солоності води. Мінералізовані озера діляться на хлоридні, сульфатні та карбонатні. Хімічний склад озерної води значною мірою визначається характером осадконакопичення. В озерній воді містяться також тонкі глинисті та пилюваті частинки, які приносяться в озеро поверхневими та підземними водами або вітром. Дуже багато, особливо у водах прісних озер, органічних речовин (водоростей, дрібних планктонних організмів, тощо). Для органічних та неорганічних суспендованих речовин характерна кліматична сезонність. У весняний, літній та осінній періоди різко збільшується кількість органічних речовин, а неорганічних – весною та осінню. Взимку вміст органіки та мінеральних часток у воді різко зменшується. Залежно від характеру руху води озера діляться на проточні та застійні. Перші, здебільшого, приурочені до долин рік і рух води в них зумовлений рухом маси річкової води. Окрім постійних течій в озерах також відбуваються тимчасові переміщення води, пов'язані з вітровими хвилями. Висота хвиль в озерах, здебільшого, незначна, але іноді може досягти 5 м.

Осадконакопичення – це один з головних видів геологічної діяльності озер. В озерах утворюються всі генетичні типи осадків: теригенні (уламкові), органогенні та хемогенні. Теригенні відклади найбільше поширені в озерах проточного типу. Це, здебільшого, дельтові озера та значні за розмірами водоймища, де велика роль належить абразії, а уламковий матеріал, завдяки інтенсивному руху води, підлягає хорошему сортуванню. Грубоуламкові осадки, такі як галька та пісок, відкладаються поблизу гирла ріки або струмка, утворюючи підводну дельту, а також біля підніжжя крутих берегів, які піддаються розмиву. Алевритовий та глинистий матеріал розноситься по всій території озера і, осідаючи, утворює на дні тонкозернистий теригенний мул (рис. 5.56). Органогенні відклади характерні для відносно спокійних у гідродинамічному відношенні та неглибоких озер. Обмілілі береги таких озер, здебільшого, заростають рослинністю, розподіл якої має зональний характер. Безпосередньо біля берегів росте осока, далі від них – рогіз, очерет, лілії. Всі вони, відмирають восени і утворюють на дні озера своєрідний шар органічної маси, яка згодом перетворюється на торф. Окрім цього, в озерах дуже добре розвивається різноманітний рослинний планктон, представлений синьо-зеленими, діатомовими та іншими водоростями. Наприкінці літа відбувається розмноження (цвітіння) планктонних водоростей, і тоді вони тонким шаром покривають, практично, всю поверхню озера. Разом з фітопланктоном на поверхні плаває численна кількість дрібних тваринних організмів. Уся маса планктону, відмираючи, опускається на дно та, змішуючись з глинистим матеріалом, утворює шар органічного мулу. В подальшому, за допомогою анаеробних бактерій відбувається бітумінація мулу і він перетворюється на

сапропель (грец. “сапрос” – гнилий, “пелес” – мул). У процесі діагенезу сапропель перетворюється на сапрокол – породу чорнокоричневого кольору, яка відноситься до класу бурого вугілля сапропелевого типу. Серед органічних озерних відкладів зустрічаються також черепашкові вапняки, які утворюють малопотужні прошарки та лінзи. Рештки діатомових водоростей утворюють кременистий діатомовий мул, який є основою для утворення діатоміту – пухкої органічної гірської породи. Хемогенні відклади характерні для озер з високою мінералізацією води і поширені вони в аридних та семиаридних областях, де посилене випаровування води призводить до утворення перенасичених розчинів і ропи. В результаті, починається осадження солей. Так відбувається утворення покладів кухонної і калійної солей, мірабіліту, соди та інших хемогенних корисних копалин. У прісноводних озерах районів вологого клімату відбувається накопичення карбонатного мулу, з якого в подальшому утворюються лінзи та малопотужні прошарки вапняків і мергелів. Часто зустрічаються і вапнякові конкреції. З колоїдних розчинів, які приносяться ріками або підземними водами, на дні озер утворюються залістисті та марганцеві конкреції (кулясті стяжіння діаметром від 0,5-1,0 мм до 10 мм), які можуть суцільним шаром покривати більшу частину дна озера. В озерах тропічних областей відбувається осадження оксиду алюмінію з якого згодом утворюються боксити – руди для отримання алюмінію.

Невід’ємною складовою ландшафтів районів гумідного клімату є **болота**, які займають близько 2 млн. км² суходолу. Болотами називаються ділянки земної поверхні, які характеризуються надмірною зволоженістю верхніх горизонтів ґрунтів та гірських порід, розвитком своєрідної болотної рослинності та утворенням торфів. Вони здебільшого виникають на місці озер, в заплавах рік та струмків, приморських низовинах, лісових та лугових сильно зволжених западинах. Озерні болота утворюються внаслідок заростання озера болотною рослинністю з одночасним накопиченням на дні рослинних рештків. Процес заростання розпочинається від берегів. До глибини 1 м переважає осока, глибше (1-2 м) – рогоза та очерет, на глибинах до 4-5 м – водяні лілії. В осінній період внаслідок відмирання рослин на дні утворюються рослинний мул та торф, який за складом відповідає названим вище рослинам. Утворення шару торфу сприяє обмілнню озера та, відповідно, розширенню ділянки розростання тих або інших рослин, тобто просуванню зони заростання до середини озера. Коли зони з’єднуються, озеро перетворюється на болото.

Лісові та лугові болота утворюються в межах понижених ділянок посеред лісу або луку внаслідок постійного перезволоження ґрунту. Причиною утворення таких боліт є вимивання (вилуговування) надлишковою водою речовин, які сприяють нормальному розвитку рослинності та їхнього відмирання. На зміну деревній рослинності в лісі та трав’яній на лугах приходять менш вимогливі до мінеральних солей мохи – зелений та сфагновий. Мохова дернина насичена водою, перекриває доступ кисню до рослин, які розкладаються, що сприяє торфоутворенню і заболочена ділянка таким чином перетворюється на болото. Залежно від умов утворення та розташування виділяються наступні типи боліт: верхові, низовинні, проміжні та приморські. Верхові болота утворюються на низьких сідлоподібних вододілах, поверхнях річкових терас і пологих схилах незначних підвищень в рельєфі. Живляться вони атмосферними опадами і характеризуються бідною рослинністю, серед якої переважає сфагновий мох. Останній швидше розвивається в середній частині болота, що надає його поверхні опуклої форми. Мох швидко заростає деревною рослинністю (сосною, модриною), а також вереском, журавлиною, чорницею. Низовинні болота приурочені до улоговиноподібних форм рельєфу і, здебільшого, утворюються на місці озер. Джерелом їхнього живлення є підземні води та води наземного стоку. Комплекс рослинності в них значно різноманітніший у порівнянні з верховими болотами. Тут ростуть зелений мох, осока, очерет, а з дерев найпоширеніші вільха та береза. Проміжні болота живляться атмосферними опадами і підземними водами. У рельєфі вони займають проміжне

положення між верховими та низинними. Приморські болота поширені в межах приморських зон з вологим кліматом, де займають значні за розміром території. Головним джерелом їх живлення є атмосферні опади, а також води припливу. Рослинність різноманітна, здебільшого деревна, але з корінням, пристосованим до тривалого перебування під водою. В тропічних областях такі болота заростають манграми - деревами з корінням, яке виходить на поверхню. Геологічна діяльність боліт зводиться здебільшого до утворення торфів. Торф - це органогенна (фітогенна) гірська порода, яка складається із рештків рослинних організмів, що повністю розклалися в болотах за відсутності кисню. Колір торфу змінюється від бурого, сірого до чорного. Вміст мінеральних домішок змінюється від 2 до 20% сухої маси торфу. Вони визначають зольність торфу та його тип: верховий (з верхових боліт) характеризується зольністю 2-4%, перехідний – 4-6%, низинний – 6-20%. Залежно від рослинного складу розрізняють деревний, трав'яний та моховий види торфів. Залягає торф у вигляді лінзо- та пластоподібних тіл потужністю до 20 м і більше. Основна маса торфовищ зосереджена в північних районах Євразійського та Північноамериканського континентів. Окрім органогенних утворень, в болотах відбувається також формування хемогенних відкладів. Останні широко розвинені в низовинних болотах, де зустрічаються в нижній частині торфовищ. Тут, завдяки дренажу пересичених кальцієм або залізом підземних вод, формуються лінзи болотного вапна, а також болотної залізної руди, а в у відповідних умовах (закисне середовище) – віванітові глини. Завершуючи коротку характеристику геологічної діяльності озер та боліт, слід зазначити, що з першими пов'язане формування таких своєрідних корисних копалин, як кухонна та калійна солі, залізні, марганцеві руди та боксити, а також органогенних корисних копалин (сапропель, сапрокол, бітумінозні сланці та діатоміт). До других приурочені родовища торфу і кам'яного вугілля.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому проявляється сутність геологічної діяльності постійних водних потоків?
2. Опишіть складові елементи геологічної роботи рік?
3. Опишіть типи річкових долин залежно від профілю поперечного розрізу?
4. Опишіть основні форми річкових долин?
5. У чому розрізняють гірські і рівнинні долини?
6. У чому проявляється акумулятивна діяльність річок?
7. У чому проявляється процес формування алювію і будови заплави?
8. У чому проявляється направленість та циклічність розвитку річкових долин?
9. У чому проявляється класифікація озер за їх походженням?
10. Опишіть основні типи озер, їх відмінності між собою?
11. Опишіть хімічний склад озерних вод, процес осадконакопичення?
12. Охарактеризуйте процес утворення корисних копалин озер?
13. Опишіть механізм утворення боліт?
14. Охарактеризуйте різні типи боліт, їх відмінності між собою?
16. У чому полягає специфіка осадконакопичення в болотах?
17. У чому полягає процес торфоутворення?
18. Охарактеризуйте процес утворення корисних копалин боліт?

Тема 8. Геологічна діяльність підземних вод.

1. Походження підземних вод. Фізичний стан, температура, хімічний склад підземних вод. Гідрогеологічні властивості гірських порід та динаміка вод.
2. Геологічна робота підземних вод: джерела, карст, суфозія, грязьові вулкани.
3. Геологічні процеси в районах поширення багаторічної мерзлоти. Поняття про мерзлу зону. Кріогенні утворення.
4. Карстоутворення. Типи карстового рельєфу.

Рекомендована література: 1, 3, 4, 6, 7, 10, 12, 15

Ключові поняття: *підземні води, гравітаційна вода, вологоємність, водоносні комплекси, горизонт ґрунтових вод, дзеркало ґрунтових вод, артезіанські води, теорії походження підземних вод, вік підземних вод, інфільтраційні води, конденсаційні води, седиментаційні води*

Згідно з теорією **підземні води** утворилися з водяної пари і газоподібних продуктів, які виділяються з розплавленої магми в глибоких надрах землі; поступаючи у вищі шари земної кори, вони конденсуються і дають початок ювеніальним водам. **Підземні води** - води, що містяться у верхній частині земної кори. Заповнюють проміжки, пори, тріщини, пустоти, порожнини. У ґрунті заповнюють капіляри. Поділяються на води зони аерації, ґрунтові і артезіанські. Підземні води розташовані нижче земної поверхні і дна поверхневих водоймищ і водотоків, що заповнюють пори, тріщини й інші порожнечі гірських порід у рідкому, твердому або газоподібному стані. Утворюються внаслідок інфільтрації атмосферних опадів та поверхневих вод, конденсації водяної пари, магматичних процесів та метаморфізму тощо.

Шари гірських порід, що насичені гравітаційною водою, утворюють водоносні горизонти, або пласти, котрі складають водоносні комплекси, гірські породи яких характеризуються різними ступенями вологоємності, водопроникності та водовіддачі. Перший від поверхні Землі постійно існуючий безнапірний водоносний горизонт називається горизонтом ґрунтових вод. Безпосередньо над його поверхнею (дзеркалом ґрунтових вод) поширені капілярні води, які можуть бути завислими, тобто не з'єднаними з дзеркалом ґрунтових вод. Весь простір від поверхні Землі до дзеркала ґрунтових вод називається зоною аерації, в якій проходить просочування вод з поверхні. В зоні аерації на окремих розмежованих прошарках порід, які характеризуються меншою фільтраційною здатністю, в період живлення ґрунтових вод можуть утворюватись тимчасові, або сезонні, скупчення підземних вод, які називається верховодкою. Водоносні горизонти, що залягають нижче ґрунтових вод і відділяються від них пластами водонепроникних (водотривких) або слабкопроникних порід, називаються горизонтами міжпластових вод. Вони звичайно перебувають під гідростатичним тиском (артезіанські води), рідше мають вільну поверхню -безнапірні води.

Підземні води є джерелом водопостачання (іноді їх використовують для зрошування), мінеральні води - для лікування. За характером використання підземні води підрозділялись на 4 види: питні і технічні, що застосовуються для господарсько-питного та виробничо-технічного водопостачання, зрошення земель та обводнення пасовищ; лікувальні мінеральні води, що використовуються з бальнеологічною метою і як столові напої; теплоенергетичні (включаючи пароводяні суміші) - для теплопостачання промислових, сільськогосподарських та громадських об'єктів, а в окремих випадках - і для вироблення електроенергії; промислові води - для вилучення із них цінних компонентів. У ряді випадків підземні води одночасно є мінеральними і теплоенергетичними, промисловими і теплоенергетичними, у зв'язку з чим вони розглядаються як комплексна корисна копалина. Родовища прісних і солонуватих вод, що використовуються для господарсько-питного водопостачання і зрошування, підрозділяються на основні типи: родовища річкових долин, артезіанських басейнів, конусів виносу передгірських шлейфів і міжгірських западин, що обмежені по площі структур або масивів тріщинних та тріщинно-карстових порід, тектонічних порушень, піщаних масивів, пустель та напівпустель, надморенних та міжморенних водольодовикових відкладів, областей розвитку вічномерзлих порід.

Підземні води, що містяться в порах (наприклад, у піщаних породах), називають поровими, в тріщинах – тріщинними. Розрізняють підземні води і за віком та походженням водовміщуючих порід (наприклад води четвертинних відкладів, води флювіогляціальних відкладів тощо). Залежно від гідравлічних властивостей води можуть бути безнапірними і напірними. За температурою підземні води поділяють на дуже

холодні (від 0 до 4°C), холодні (від 4 до 20°C), теплі (20-37°C), гарячі (37-100°C) і дуже гарячі, або перегріті (понад 100°C).

Теорії походження підземних вод:

1. Інфільтраційна теорія - висунута французькими вченими Б. Паліссі і Е. Маріотом в 16 ст. Пояснювала утворення підземних вод просочуванням в породи атмосферних опадів.

2. Конденсаційна теорія - висунута німецьким гідрологом О. Фогелем в 1887 році. За нею підземні води утворюються шляхом проникнення у гірські породи повітря і наступною конденсацією з нього водяної пари.

3. Ювеніальна теорія - запропонована австрійським геологом Е. Зюссом на початку ХХ ст. Згідно з теорією підземні води утворилися з водяної пари і газоподібних продуктів, які виділяються з розплавленої магми в глибоких надрах землі; поступаючи у вищі шари земної кори, вони конденсуються і дають початок ювеніальним водам.

4. Теорія реліктового походження підземних вод - згідно з нею підземні води глибоких зон являють собою зал **Ювеніальна теорія** ішкові води давніх басейнів, захоронені у відкладах, які утворились у цих басейнах.

Вік підземних вод - середній час знаходження підземних вод у земних надрах, починаючи від попадання у водоносний горизонт і закінчуючи виходом на поверхню. У різних зонах водообміну поняття віку змінюється, а у вогнищах розвантаження досить швидко можуть відносно древні води. Існують три основних **методи визначення віку підземних вод**: 1) гідродинамічний; 2) інертних газів, які розчинені у підземних водах; 3) радіогенних (з коротким періодом життя) ізотопів.

Гідродинамічний метод базується на розрахунку сучасних швидкостей руху підземних вод. Метод інертних газів застосовується для визначення віку відносно древніх вод, час знаходження яких під землею нараховує, як правило, мільйони років. Метод радіогенних ізотопів використовує короткоживучі ізотопи (^3H , ^{14}C , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{10}Be), які безперервно утворюються у верхніх шарах атмосфери. Строк їх життя - від декількох до мільйонів років, тому вони можуть використовуватися як індикатор віку порівняно молодих підземних вод. Якщо за час, який дорівнює 4-5 періодам напіврозпаду радіогенного ізотопу, у водоносний горизонт надходили «свіжі» інфільтраційні води, то їх вік достеменно встановлюється за кількістю такого ізотопу. Найчастіше для цього використовують тритій і радіовуглець.

На сьогодні не існує єдиної комплексної класифікації підземних вод. Існують окремі класифікації підземних вод за: умовами залягання, хімічним складом, температурою, солоністю, використанням, забрудненістю, захищеністю, ступенем вивченості тощо. **За джерелами надходження у водоносні горизонти і комплекси**: 1) метеогенні (надходять з атмосфери, включають інфільтраційні, інфлюаційні та конденсаційні води); 2) літогенні (формуються у літосфері і поділяються на седиментогенні, відроджені, новоутворені, конденсаційні, солюційні); 3) ювенільні або ендогенні (ті, які вперше потрапили у літосферу з мантиї).

Інфільтраційні води утворюються завдяки просочуванню з поверхні Землі дощових, талих та річкових вод. За складом вони переважно гідрокарбонатно-кальцієві та магнієві. При вилуговуванні гіпсових порід формуються сульфатно-кальцієві, а при розчиненні солених - хлоридно-натрієві води. Конденсаційні П.в. утворюються внаслідок конденсації водяних парів у порах або тріщинах порід. Седиментаційні води формуються в процесі геологічних осадоутворень і звичайно являють собою змінні поховані води морського походження (хлоридно-натрієві, хлоридно-кальцієво-натрієві тощо). До них також належать поховані розсоли солерудних басейнів, а також ультрапрісні води піщаних лінз у моренних відкладах. Води, що утворюються із магми при її кристалізації і при метаморфізмі гірських порід, називаються магматогенними або ювенільними водами.

За місцем знаходження: 1) порові (у пісках, галечниках та інших уламкових породах); 2) тріщинні (у скельних породах); 3) карстові (у розчинних породах - вапняках, доломітах, гіпсах тощо). Серед підземних вод розрізняють верховодку, ґрунтові води й міжпластові (безнапірні та артезіанські води); за ступенем мінералізації - прісні й мінеральні води. За ступенем мінералізації (за В. Вернадським) на: прісні (до 1 г/л); солонуваті (від 1 до 10 г/л); солоні (від 10 до 50 г/л); підземні розсоли (понад 50 г/л). За температурою °С: переохолоджені (нижче 0); холодні (від 0 до 20); теплі (від 20 до 37); гарячі (від 37 до 50); дуже гарячі (від 50 до 100); перегріті (понад 100).

Підземні води - корисна копалина, запаси якої, на відміну від інших видів корисних копалин, відтворювані. В областях існування підземних вод температура коливається від -93 до 1200 °С, тиск від дек. до 3000 МПа. П.в. - природні розчини, що містять понад 60 хімічних елементів (найчастіше - К, Na, Ca, Mg, Fe, Cl, S, C, Si, N, O, H), а також мікроорганізми. Як правило, підземні води насичені газами (CO₂, O₂, N₂ та ін.). Підземні води, які переміщуються у водоносному пласті, тектонічній або карстовій зоні з великою швидкістю фільтрації називають підземним потоком. Переміщення підземних вод під дією гідравлічного напору або гравітаційних сил називають підземним стоком. Найчастіше такий стік направлений в бік моря, русла річки тощо.

У 1961 р. була розроблена класифікація підземних вод за характером їх скупчень, яка дозволяє враховувати особливості розподілу, залягання і динаміки підземних вод, ступінь літифікації порід, характер їх прогальності. У класифікації 3 типи вод:

1. Пластові (індекс типу П. Класи: 1 порові; 2 тріщинно-порові; 3 порово-тріщинні; 4 тріщинні; 5 тріщинно-карстові) — зазвичай розвинуті в осадових породах.

2. Тріщинно-жильні (індекс типу Т. Класи: 6 регіонально-тріщинні води зон вивітрювання; 7 рег.-тріщинні води зон тектонічної і літогенетичної тріщинуватості; 8 карстово-жильні; 9 локально-тріщинні води зон тектонічних порушень (їх Зайцев поділив на 3 відділи: води тектонічних розломів; в. інтрузивних контактів; в. жильних утворень)) - в метаморфічних та інтрузивних породах.

3. Лавові (індекс типу Л. Класи: 10 верхньолавові; 11 міжлавові; 12 внутрішньолавові) - в ефузивних породах.

П1 відносять до незцементованих піщаних та інших відкладів глибини залягання від декількох метрів до 3км (п-в Апшерон); від кайнозою до верхнього протерозою. Розповсюдження в четвертинних відкладах - алювіальних, льодовикових, морських. Ці води через джерела та свердловини дають до 10-100 і > л/с.

Між П2 і П3 немає чітких меж. Вік - мезозой - Західно-Сибірська плита, палеоген, неоген - у Передкавказзі, на Копетдазі.

П4 генетично пов'язані з регіонально-тріщинними водами Т7.

П5 - в карбонатних та тиригенно-карбонатних. У В мезозой і трохи в кайнозой - на Скіфській плиті. Є вони у міжгірських западинах, на вододілах і схилах Кримських, Кавказьких та ін. гірсько-складчастих областях.

Т8 - залягання в карбонатних і тиригенно-карбонатних перекристалізованих і сильно дислоційованих породах; розповсюдження для Криму, Кавказу, Тянь-Шань, що перетерпіли складкоутворення.

Обводненість порід з водами П5 і Т8 велика (до сотень л/с).

Інші відділи класу Т9 складають води інтрузивних контактів і жильних утворень; розповсюджені в складчастих областях.

Підземні води є розчинами, що містять солі, іони, колоїди і гази. До основних фізичних властивостей, які аналізують при дослідженні підземних вод, відносять: колір, запах, смак, прозорість, температуру, щільність, стисливість, в'язкість, радіоактивність, електропровідність.

Колір підземних вод залежить від їх хімічного складу і механічних домішок. В основному підземні води безколірні. Жовтуватий колір характерний для вод болотного походження, що містять гумінові речовини. Сірководневі води в наслідок

окислення сірководню і утворення тонкої колоїдної «муті», складеної з частинок сірки, мають зеленуватий відтінок. Колір води оцінюється за стандартною платино-кобальтовою шкалою в градусах. **Запах** в підземних водах в основному відсутній. Відчуття запаху свідчить або про наявність газів біохімічного походження (сірководень та ін.) або про присутність гниючих органічних речовин. Характер запаху виражають описово: без запаху, сірководневий, болотний, пліснявий та ін. Інтенсивність запаху оцінюють по десятибальній шкалі. **Смак** води залежить від складу розчинених речовин, солоний смак зумовлений хлористим натрієм, гіркий - сульфатом магнію, іржавий - солями заліза. Солодкуватий смак мають води багаті органічними речовинами. Наявність вільної вуглекислоти надає воді приємного освіжаючого смаку. Смак води оцінюється за таблицями в балах. **Прозорість** підземних вод залежить від кількості розчинених в ній мінеральних речовин, вмісту механічних домішок, органічних речовин і колоїдів. Для вказання ступеня прозорості служить наступна номенклатура: прозора, слабоопалесціюча, опалесціюча, злегка каламутна, сильно каламутна. Каламутність оцінюють в міліграмах сухої речовини на літр води. **Температура** підземних вод залежить від геотермальних особливостей (вікові, тектонічні, літологічні, гідродинамічні особливості водоносних горизонтів). Температура води впливає на її хімічний склад, в'язкість та коефіцієнт фільтрації. В природних умовах підземні води можуть бути переохоложені (нижче 0 °С, поширені в районах багаторічної мерзлоти), холодні (нижче 20 °С, приурочені до верхньої зони земної кори, до поясу постійних річних температур в середніх широтах), термальні (які мають температуру 20-100°С, виявлені буровими свердловинами на різних глибинах), перегріті (температурою 100-375°С, зустрічаються в районах сучасної вулканічної діяльності).

Щільність води визначають співвідношенням її маси до об'єму при певній температурі. За одиницю щільності прийнято щільність дистильованої води при температурі 4 °С. Показник щільності залежить від температури, кількості розчинених солей, газів і завислих часток, і змінюється від 1 до 1,4 г/см³. **Стискуваність** це характеристика, яка показує зміну об'єму рідини під дією тиску. Для води стискуваність незначна і характеризується коефіцієнтом стиснення $\beta = (2,7-5) \times 10^{-5}$ Па. **В'язкість** води характеризує внутрішній опір частинок рідини її руху, і кількісно виражається коефіцієнтами динамічної і кінематичної в'язкості. Б. А. Дерягін вивів існування аномалії води в тонких капілярах діаметром менше 0,001 мм. В ній на всьому інтервалі температур коефіцієнт тертя (залежить від в'язкості) залишається постійним, а щільність на 40 % більша звичайної. **Радіоактивність** підземних вод визначають вмістом в ній радону, еманції радію. За рідкісними винятками усі підземні води тою чи іншою мірою радіоактивні. За кількістю еманції радію Е. С. Бурксер виділяє такі типи вод: дуже сильно радіоактивні (радіоактивність більше 10000 еманів); сильно радіоактивні (1000 - 10000 еман); радіоактивні (100 - 1000 еман); слабо радіоактивні (10 - 100) дуже малорадіоактивні (менше 10 еман). **Електропровідність** залежить від кількості солей, розчинених у підземних водах. Прісні води володіють незначною електропровідністю, дистильовані - своєрідні ізолятори. Електропровідність води оцінюють за питомим електричним опором, вона змінюється від 0,02 до 1,0 Ом×м.

Хімічні властивості підземних вод. **Сульфатність підземних вод** - характеристика вмісту у підземній воді сульфат-йона SO_4^{2-} . Як показник сульфатності використовують відношення SO_4/Cl або $\text{SO}_4/(\text{Cl} + \text{SO}_4)$. Підвищені показники SO_4^{2-} є пошуковими критеріями сульфідних родовищ, що окиснюються, а знижені - позитивним показником нафтогазоносності.

Підземні води - складні водні розчини. У їхньому складі виділяються: макро- та мікрокомпоненти, гази, органічні речовини, мікроорганізми. Велике значення мають ізотопи хімічних елементів як самої води, так і розчинених у ній речовин. На сьогодні у підземних водах різними методами аналізу визначається 85 (із 105) хімічних елементів, які характеризують загальний хімічний тип води, її властивості та мають

практичне значення. Згідно з Державним стандартом природні води за величиною мінералізації поділяються на такі групи: прісні (до 1 г/кг), солонкуваті (від 1 до 20 г/кг), солоні (20–35 г/кг) та розсоли (більше 35 г/кг). У свою чергу, розсоли поділяються на дуже слабкі (менше 70 г/кг), слабкі (70–140 г/кг), міцні (140–270 г/кг), дуже міцні (270–350 г/кг) та надміцні (від 350 до 760 г/кг).

Для аналізу хімічного складу підземних вод найчастіше застосовуються фізико-хімічні (колориметричні, кінетичні, люмінесцентні, електрохімічні) та фізичні (спектральні, радіоактиваційні, рентгено-спектральні) методи. Результати хімічного аналізу підземних вод можуть бути представлені у різних формах – іонній, еквівалентній та процент-еквівалентній. Найпоширенішою формою відображення складу підземних вод є формула Курлова (псевводріб, у чисельнику якого вказано вміст у процент-еквівалентній формі найголовніших аніонів, а у знаменнику – вміст основних катіонів). Причому величину вмісту елементів та сполук записують у вигляді хімічних індексів. Негативна дія підземних вод на метал і бетон називається агресією води. Розрізняють агресію вилужну, загальнокислотну, вуглекислотну, сульфатну і магнезіальну.

Окремі компоненти підземних вод. Газу у підземних водах.

Газу у підземних водах знаходяться у сорбованому, розчиненому та вільному станах. Між вільними і розчинними газами існує динамічна рівновага, яка порушується під час зміни температури й тиску. Основними газами підземних вод є: O_2 , N_2 , CO_2 , H_2S , H_2 , NH_3 , He , Rn , Ne , Ar , Xe , Kr . За походженням вони поділяються на групи:

- 1) *повітряні* (N_2, O_2, CO_2, Ne, Ar), що надходять у підземні води з атмосферного повітря;
- 2) *біохімічні* ($CH_4, CO_2, N_2, H_2S, H_2, O_2$, важкі вуглеводні), що утворюються внаслідок розкладу мікроорганізмами органічних і мінеральних речовин;
- 3) *хімічні* ($CO_2, H_2S, H_2, CH_4, CO, N_2, SO_2, NH_3$), які утворюються внаслідок взаємодії води та породи;
- 4) *радіоактивні та ядерних реакцій* (He, Rn).

Мікрофлора підземних вод. З мікроорганізмів у підземних водах найбільше значення мають бактерії, мікроскопічні водорості, найпростіші та віруси. До групи бактерій належить більша частина одноклітинних мікробів. Мікроорганізми, що мешкають в підземних водах дуже активні, адаптивні до різних ступенів мінералізації, температури, тиску. Вони беруть участь в розкладі і синтезі різних органічних і мінеральних сполук, здатні впливати на зміну сольового і газового складу природних вод, їх мінералізацію. Проникнення бактерій в глибину лімітує висока температура (вище 95–100°C) і мінералізація (130–270 г/кг - так звані «міцні розчини»). Бактерії та мікроби проникають в пори породи і перебувають там в капілярній воді, вкривають стінки пустот.

Дисульфуючі бактерії, окислюючі речовини, в тому числі нафтові вуглеводи відновлюють сульфати до сірководню. Денітрофікуючі бактерії, окислюючи органічні речовини відновлюють нітрати до нітритів і молекулярного азоту. До них належать бактерії, що зброджують кислоти і здійснюють розклад вуглеводів з утворенням органічних кислот, вуглекислого газу і води, бактерії, що розкладають нафтові кислоти та інші органічні речовини; тіонові бактерії, що розвиваються при значенні рН близько 7, окислюють сірку та сірковмісні сполуки до сірчаної кислоти; бактерії, що окислюють вуглеводи парафінового ряду; метанокислюючі бактерії, нітрифікуючі бактерії і інші.

Питання для самоконтролю знань:

1. Що являють собою підземні води, їх походження?
2. Охарактеризуйте фізичний стан, температуру підземних вод?
3. Охарактеризуйте хімічний склад підземних вод?
4. Охарактеризуйте гідрогеологічні властивості гірських порід?
5. Охарактеризуйте процеси динаміки підземних вод?
6. Охарактеризуйте основні теорії походження підземних вод?

7. Оцініть основні методи визначення віку підземних вод?
8. Охарактеризуйте підземні води за джерелами надходження у водоносні горизонти і комплекси?
9. Охарактеризуйте підземні води за місцем знаходження?
10. Оцініть гази у підземних водах?
11. Опишіть мікрофлору підземних вод?
12. Охарактеризуйте новітні методики дослідження підземних вод?

Тема 9. Основи історичної геології

1. Реконструкції процесів геологічного минулого. Геологічна історія Землі.
2. Методи реконструкції природних умов минулих епох. Геологічні карти: принципи побудови та типізація за змістом.
3. Методи визначення відносного та абсолютного віку гірських порід. Палеонтологічний метод. Аналіз комплексу палеонтологічних ознак.

Рекомендована література: 2, 4, 5, 6, 7, 8, 15

Ключові поняття: історична геологія, області дослідження історичної геології, геологічна історія Землі, минулі епохи, геологічна карта, відносна геохронологія, відносний вік гірських порід, методи визначення відносного віку гірських порід, абсолютна геохронологія, абсолютний вік гірських порід, методи визначення абсолютного віку гірських порід.

Геологічна історія Землі почалася 4,56 мільярдів років тому, коли планети Сонячної системи сформувалися з газопилової туманності навколо Сонця. Через обертання та безперервні удари комет та метеоритів, а також виділення тепла радіоактивними елементами поверхня Землі стала розігріватися та перейшла у розплавлений стан. Важчі елементи концентрувалися у центрі Землі, а легші підіймалися до поверхні, що призвело до виділення ядра та мантії. Поверхневі шари з часом вихолонули, затверділи та утворили тонку базальтову кору. Перегріта вода під високим тиском виносила на поверхню розчини різних елементів. Кремній, алюміній та їх сполуки осаджувалися на поверхні, утворюючи гранітний шар, а пари води та гази виносилися до атмосфери. Місяць сформувався незабаром після цього, можливо, в результаті зіткнення Землі з об'єктом розміром із Марс. Деяка маса цього об'єкта об'єдналась із Землею, а частину було викинуто в космос, і речовини залишилося досить, щоб зберегтися до форми орбітального місяця.

Дегазація та вулканічна активність створила первинну атмосферу. Як поверхня постійно змінювалася за сотні мільйонів років, так і континенти формувалися й розпадалися. Континенти пересувалися поверхнею Землі, іноді об'єднувалися у вигляді суперконтинента. Приблизно 750 млн. років тому відомий нам суперконтинент Родинія під дією масштабної вулканічної діяльності почав розпадатися, поклавши край епосі глобального зледеніння. Континенти пізніше утворили Пангею, яка розпалася близько 180 млн. років тому. Тетіс поділив Пангею на два материки - Лавразію на півночі та Гондвану на півдні. Пізніше відбулося руйнування Гондвани та Лавразії (розходження літосферних плит) шляхом «розкриття» Індійського та Атлантичного океанів. Приблизно 65 млн. років тому обриси океанів та материків починають нагадувати сучасні. Тихий океан зазнав «омолодження» кори за рахунок розходження літосферних плит.

Геологічну історію Землі поділяють на два еони: докембрій і фанерозой, які поділяються на ери, а ті, у свою чергу, на періоди. За О.С Ферсманом, виділяють періоди в історії Землі, що характеризуються певними геохімічними процесами. Умовно виділяють 5 стадій: α - космічну; β - планетарну, γ - магматичну, δ - гіпергенну і ϵ - життя.

Завдання історичної геології: реконструкція і систематизація етапів розвитку земної кори і біосфери, встановлення загальних закономірностей розвитку Землі і

рушійних сил історико-геол. процесу. Історична геологія встановлює послідовність утворення гірських порід, вивчає етапи розвитку органічного світу, закономірності прояву у часі різних геологічних процесів; умови утворення корисних копалин тощо. Спирається на дані стратиграфії, палеонтології, літології, петрології, геохімії, тектоніки, регіональної геології і геофізики.

Основні області дослідження історичної геології:

- вік геологічних тіл, фізико-географічні умови земної поверхні в геологічному минулому,
- тектонічні рухи і історія розвитку структури земної кори,
- історія вулканізму і глибинного магматизму,
- історія органічного світу,
- взаємозв'язок геологічних процесів.

Геологічна карта - карта, що відображає геологічну будову території або якісь її особливості. Складаються на географічній або топографічній основі. Геологічні карти - підсумок геологічної зйомки. Служать основою для всіх видів геологічних досліджень району, виявлення закономірностей розміщення і пошуків корисних копалин, проектування інженерних споруд тощо. Геолог, академік Олексій Борисяк зазначав, що «вінцем геологічного дослідження є складання геологічної карти». З 30-их років ХХ ст., коли глибини свердловин виростили до 2000 м, геологічне картування ведеться інструментально із застосуванням картувального буріння, в тому числі колонкового.

За масштабом поділяються на:

- оглядові (1:2 500 000 і дрібніше) і регіональні, в тому числі дрібномасштабні (1:1 500 000 - 1:500 000),
- середньомасштабні (1:200 000-1:100 000),
- великомасштабні (1:50 000-1:25 000) і
- детальні (1:10 000 і більше).

Основні принципи складання геологічних карт, барвіста легенда й індекси були прийняті на 2-й сесії Міжнародного геологічного конгресу в 1881 р. На геологічних картах певними кольорами і доповнюючими їх буквено-цифровими індексами згідно із загальною (міжнародною) стратиграфічною шкалою виділяють поширені на території і розчленовані за віком стратифіковані гірські породи. Особливими кольорами й індексами показуються інтрузивні породи. За допомогою штрихових знаків (крапу) показують склад ефузивних та метаморфічних порід. Крап використовують і для показу генетичних типів відкладів (континентальні, льодовикові, лагунні і т.д.) або їх складу (вапняки, мергелі, пісковики тощо). Для відображення будови земної кори регіону, історії його розвитку, типу і віку структур, що утворилися, характеру їхньої тектоніки складають тектонічні і палеотектонічні карти, для показу структури району, морфології складок, різних типів розломів, віку тектонічних деформацій і структур - структурні карти, структурно-геологічні, фаціальні, новітньої тектоніки, сучасних вертикальних рухів земної кори та інші. Металогенічні, рудних формацій, бокситоносності, рудних полів, нафтогазоносності та інші карти містять дані про корисні копалини, закономірності розміщення родовищ і особливості їх розробки. Склад відкладів відображають карти літолого-фаціальні, формаційні, літологічні, петрографічні. Результати геофізичних досліджень території показують на картах аномалії сили тяжіння, граничних швидкостей, сейсмічних, магнітних, петрофізичних. Для різних практичних цілей важливі також геохімічні, гідрогеологічні, мінеральних і термальних вод, геотермічні, інженерно-геологічні та інші геологічні карти. У гірничій справі використовуються головним чином детальні геологічні карти.

Відносна геохронологія - геохронологія що визначає відносний вік осадових, метаморфічних і вулканічних порід за послідовністю нашарування, так званий закон послідовності нашарування датського дослідника Н. Стено (1669 р.), згідно з яким за непорушеного залягання кожний пласт, що залягає вище, є молодшим за той, який

знаходиться під ним. Відносна геохронологія користується палеонтологічним методом і визначає відносний вік порід за скам'янілими органічними рештками фауни і флори, які збереглися в цих породах на основі принципу послідовності нашарувань. У результаті виявляють відносну послідовність і час виникнення одних гірських порід чи живих організмів щодо інших. Відносний вік порід визначається за положенням шарів відносно один до одного (по вертикалі), умовами їхнього формування та площею розповсюдження.

Стратиграфічний метод ґрунтується на положенні, що шари гірських порід відкладаються послідовно, один за одним. Відповідно, чим вище залягає шар – тим він є молодшим. Однак це є справедливим лише за умов непорушеного залягання гірських порід. В областях зі складною геологічною будовою, тобто там, де породи виведено з горизонтального залягання і вони утворюють складки, зсуви, скиди та ін., застосування стратиграфічного методу дуже ускладнюється або стає зовсім неможливим.

Петрографічний метод – ґрунтується на детальному вивченні особливостей гірських порід, що складають земну кору. Він може з успіхом застосовуватися для кореляції геологічних розрізів у межах невеликих площ, на яких протягом певного геологічного часу зберігалися однакові фізико-геологічні умови, а тому відкладалися однакові за складом гірські породи. Виокремлення хоча б одного пласта дає змогу геологу виділити цей горизонт в усіх розрізах району. Даний метод паралелізації шарів застосовується тільки в близько розташованих точках, і стає ненадійним у віддалених один від одного геологічних розрізах. Встановлено, що часто гірські породи однакового віку мають різний склад і, навпаки, однакові породи можуть відрізнятися за петрографічним складом, що вказує на різницю в умовах формування.

Тектонічний метод ґрунтується на встановленні кутових та тектонічних неузгодженостей окремими геологічними підрозділами (світами, ярусами і т. ін.), що також сприяє визначенню їхнього віку. Кутіві неузгодженості між підстилаючими та покриваючими пластами вказують на існування тектонічних рухів після формування нижньої світи, а сліди її розмиву свідчать про ерозійні процеси, що відбувалися перед початком відкладання нижнього шару верхньої світи.

Палеонтологічний метод – ґрунтується на тому, що геологічна історія Землі включала в себе й історію розвитку органічного життя. Сліди органічного життя на Землі присутні у гірських породах у вигляді так званих викопних органічних скам'янілостей. Після становлення типів цих організмів (тваринних чи рослинних) можна закріпити їх у часі за окремими комплексами порід. Таким чином, «датою», що встановлює вік пласта, стають рештки організмів із характерними для кожного часу біологічними формами. На основі вивчення викопних організмів і рослин (керівних форм) всі відомі осадові відклади в межах усіх континентів вдалося поділити на крупні стратиграфічні одиниці, що мають назву групи. Групи поділяються на менші одиниці – системи; системи – на відділи; відділи – на яруси; яруси – на зони. Відзначаємо, що за кожною з виділених стратиграфічних одиниць закріплений час її утворення. Так, група відповідає за часом еротемі, система – періоду, відділ – епосі; ярус – віку; зона – часу.

Біостратиграфічні палеонтологічні методи засновані на вивченні залишків органічних форм, ув'язнених в осадових породах як скам'янілостей і відбитків організмів, тобто. палеонтологічних залишків, що містяться в гірських породах. Органічне життя історії Землі розвивалася поступово - від найпростіших примітивних форм до більш організованим сучасним формам життя. Саме тому залишки організмів, поховані в опадах у вигляді відбитків і скам'янілостей, можуть бути надійною основою для визначення відносного віку гірських порід: гірські породи, що укладають залишки найбільш примітивних організмів, будуть древнішими за порід, що містять залишки більш високоорганізованих рослин і тварин. З'ясовано, що з порід певного геологічного віку характерні не окремі скам'янілості і відбитки, а особливі групи органічних залишків, відповідні асоціаціям (біоценозам) організмів, які змінюють одне одного у геологічному періоді. Провідна роль належить керівним копалин. Їх характерно: 1) швидка еволюція у

часі і, отже, обмежене вертикальне поширення у геологічних розрізах; 2) широке поширення за площею.

Відзначаємо, що серед зазначених методів важливе значення мають мікропалеонтологічний, заснований на вивченні найпростіших мікроорганізмів, і спорово – пилковий аналіз, об'єктом вивчення якого є мікроскопічні рослинні залишки: зовнішні оболонки спор та зерна квіткового пилку.

Визначення віку гірських осадових порід ставить питання про умови їхнього утворення. Реконструкція цих умов здійснюється за допомогою фаціального аналізу, основою якого є принцип актуалізму, що запропонований у 1830 р. Ч. Лайелем. Згідно з ним вивчення сучасних геологічних процесів дає ключ до пізнання і відтворення минулих. На основі загальноприйнятих міжнародних одиниць стратиграфії та відносної геохронології було створено геохронологічну шкалу, у якій основні підрозділи у більшості випадків є єдиними для усіх країн світу

Абсолютна геохронологія - розділ геохронології, який охоплює проблеми встановлення абсолютного віку гірських порід. Встановлює вік границь різних підрозділів стратиграфічної шкали та їх тривалість, вік тектоно-магматичних подій. Саме встановлення абсолютного і відносного віку дає змогу скласти геохронологічну таблицю (таблицю геологічного літочислення), в якій геологічний час поділяють на еони, ери, періоди, встановити початок і закінчення певних епох горотворення, появу живих організмів тощо. У багатьох випадках для вирішення питань теоретичної та практичної геології необхідно встановити абсолютний вік порід, виражений у звичайних одиницях часу. Історично першими для цих цілей були застосовані саме геологічні методи, більшість з яких ґрунтуються на вивченні швидкості геологічних процесів. При цьому вважається, що швидкість процесів незмінна у часі. Науковцями було зроблено підрахунок віку земної кори за сумарною потужністю морських осадових порід. При цьому підрахунку виходять із постулату постійної швидкості накопичення опадів - 1 м у 7 тис. років. *Соловий метод* заснований на припущенні, що всі солі Світового океану виникли за рахунок солей, що приносяться водами з суші, і щорічне принесення солей не змінювалося з часом. Геологічні методи далекі від точності, і з багатьох припущень є ненадійними.

Абсолютний вік гірської породи - час, який пройшов з моменту утворення породи (в роках) до нашого часу. Назва *«абсолютний»* використовується для того, щоб відрізнити його від *відносного віку*, який показує, які відклади в земній корі є молодшими, а які старшими без оцінки тривалості часу, що минув з моменту їх утворення. Абсолютний геологічний вік найчастіше визначається методом радіоізотопного датування - за накопиченням продуктів розпаду радіоактивних елементів, що входять до складу досліджуваного зрізця. В цьому випадку він називається *ізотопним* або *радіологічним* віком. Для визначення абсолютного віку подій, які відбулися не дуже давно, використовуються ряд інших методів, зокрема, термомінесцентне датування, оптичне датування, визначення віку за кільцями дерев, за донними відкладами з сезонною шаруватістю, за льодовими кернами, за гідратацією скла, за рацемізацією амінокислот та інші.

Кардинальне вирішення питання визначення абсолютного віку порід стало можливим у ХХ ст. у зв'язку з використанням радіоактивних елементів, що містяться в мінералах. Всі *радіологічні методи* засновані на явищі мимовільного розпаду радіоактивних елементів і виходять із передумови, що швидкість цього процесу (період напіврозпаду) для кожного радіоактивного елемента є постійною величиною. Очевидно, що у кожному мінералі, що містить радіоактивний елемент, розпад починається з моменту утворення мінералу. Саме виходячи з відомої швидкості розпаду, знаючи вміст елемента та продуктів його розпаду в мінералі, можна встановити його вік.

Радіоізотопне датування. Використовується багато різних методів радіоізотопного датування, найвідоміші з яких:

1. *Ураново-торієво-свинцевий метод* - заснований на перетворенні урану і торію на радіоактивний свинець. Ізотопи радіоактивних методів визначаються за допомогою спеціальних приладів – мас-спектрометрів. Цей метод надійний, проте мінерали, придатні до аналізу, порівняно рідкісні.

2. *Калій-аргоновий метод* заснований на тому, що ізотоп калію з атомною масою 40 в результаті захоплення ядром електрона з найближчого до нього К-рівня перетворюється на аргон. Вік визначають по відношенню. Чим воно більше, тим давніший об'єкт.

3. *Рубідієво-стронцевий метод* - заснований на перетворенні ізотопів рубідію з атомною масою 81 в стронцій з тим же атомним номером. Застосовується щодо віку магматичних і метаморфічних порід.

4. *Вуглеродистий метод* - використовується для визначення віку четвертинних відкладень та в археології. Це з тим, що період напіврозпаду ізотопу вуглецю становить лише 5,5-6 тис. років. При цьому можна визначати вік утворень, що не перевищує 50-70 тис. років. Ізотоп утворюється в атмосфері під дією космічних променів добре засвоюється Радіологічні методи дозволили висловити у роках тривалість найбільших відрізків історія земної кори. Цими методами встановлено, що формування земної кори почалося 3,6-4,5 млрд. років тому.

Термолюмінесцентне датування. Термолюмінесцентний метод датування - фізичний метод датування об'єктів мінерального походження шляхом вимірювання енергії, яка випромінюється в результаті нагріву взірця. В ідеальних умовах метод дозволяє датувати взірці віком від декількох сотень до приблизно 1 млн. років з похибкою близько 10 %, яка в деяких випадках може бути значно зменшена.

Оптичне датування. Оптичне датування - фізичний метод датування, який полягає у визначенні моменту часу, коли мінерал останнього разу знаходився на світлі. Типовий діапазон вимірюваного віку - від декількох сотень до 100 000 років. Вік поза цим діапазоном також може бути визначено, але з меншою точністю. Метод є надійним, за умови належного калібрування. Похибка визначення віку при оптимальних умовах складає близько 5%.

Датування деревних кілець. Метод датування деревних кілець полягає в підрахунку кількості річних кілець дерев. Використовується в палеоекології, археології і для калібрування радіовуглецевого методу. Дозволяє датувати деревину з точністю до календарного року. На даний момент в залежності від місцевості охоплює діапазон до 11 тис років.

Датування за донними відкладами з сезонною шаруватістю. Хронологія донних відкладів - геологічний метод визначення віку, який базується на підрахунку шарів донних осадових відкладів озер, морів або рік, відомих як стрічкові глини та подібні до них осади. Дозволяє встановлювати вік подій, що відбувалися десятки тисяч років тому з роздільністю в один рік.

Датування за льодовими кернами. Довжина запису залежить від глибини крижаного керна і становить від декількох років до 800 тис. років для кернів . Визначення часового періоду залежить від річної кількості снігу і зменшується з глибиною, бо лід спресовується під власною вагою. Верхні шари льоду в керні відповідають одному року або навіть одному сезону. Чим глибше, тим шари тонші, і окремі річні шари перестають розрізнятися. Крижані керни з різних місць можуть бути використані для відтворення безперервної і детальної картини кліматичних змін протягом сотень тисяч років, надаючи інформацію з широкого набору аспектів клімату в кожен момент часу. Можливість співставляти інформацію з різних кернів за часом робить крижані керни важливим інструментом для палеокліматичних досліджень.

Датування за гідратацією скла. Гідратація скла - один з допоміжних методів датування (абсолютного або відносного) геологічних об'єктів і археологічних артефактів. Може застосовуватися до предметів, виготовлених з природного вулканічного (обсидіан) або штучного скла. Метод базується на тому, що поверхня скла абсорбує воду з атмосфери з поступовим утворенням кірки гідратації. Вміст води у склі складає 0,2% за масою. Новоутворена поверхня скла (наприклад, отримана при виготовленні обсидіанового ножа), поступово поглинаючи воду з атмосфери, може досягнути вмісту води 3,5% (це гранична величина, далі настає насичення). Для вимірювання вмісту води з поверхневого шару вирізається тонка пластинка (менше 50 мкм товщиною). Безпосереднє вимірювання проводиться з допомогою визначення густини пластинки, інфрачервоної спектроскопії, або ядерного резонансу. Метод був запропонований в 1948 р. Ірвінгом Фрідманом та Робертом Смітом.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому проявляється сутність історичної геології?
2. У чому полягають основні завдання історичної геології?
3. Опишіть основні області дослідження історичної геології?
4. Опишіть геологічну історію Землі?
5. У чому проявляється сутність геологічної карти, її різновиди?
6. Опишіть геологічні карти за масштабом?
7. У чому проявляється сутність відносної геохронології?
8. У чому полягає визначення відносного віку гірської породи?
9. Опишіть основні методи дослідження відносної геохронології?
10. У чому проявляється сутність абсолютної геохронології?
11. У чому полягає визначення абсолютного віку гірської породи?
12. Опишіть основні методи дослідження абсолютної геохронології?

Тема 10. Геологічне літочислення

1. Поняття про геологічний вік як послідовність подій. Геохронологічна (стратиграфічна) шкала, тривалість ер та періодів. Хронологічні межі, тривалість та геохронологічний поділ етапів.
2. Головні палеотектонічні події. Еволюція клімату та органічного світу. Формування корисних копалин.
3. Загальна характеристика геологічних процесів. Таласократичні та геократичні епохи в історії Землі. Зледеніння. Прикладні аспекти історичної геології.

Рекомендована література: 2, 4, 5, 6, 7, 8, 10, 15

Ключові поняття: геологічний вік, геохронологічна шкала, стратиграфічні підрозділи, геологічні періоди, палеонтологія, скам'янілості, викопні пласти, викопний матеріал, таласократичні епохи, геократичні епохи, зледеніння, льодовикові епохи.

Відзначаємо, що головним змістом догеологічної еволюції Землі стало розшарування її речовини на оболонки-геосфери. Даний процес протікав паралельно з прогресивним ущільненням початкового згущення. Розігрів, що слідував за ущільненням, був посилений радіоактивними процесами, прискорював процес розшарування речовини Землі. Саме легкі гази були розпорошені у світовому просторі. Однак деякі гази та леткі речовини були захоплені мантією Землі, "вижаті" до поверхні під дією температур і тисків. Вилучення цих речовин призвело до утворення атмосфери. У складі первинної атмосфери Землі переважали вуглекислий газ та пари води, тому вона була непроникна для сонячних променів. Розігрів земної поверхні відбувався перш за все за рахунок внутрішньої теплоти, що регенюється в процесі стиснення, гравітаційної диференціації речовини та радіоактивного розпаду. За рахунок внутрішньої теплоти підтримувалась

ізотермічна обстановка в нижніх шарах атмосфери. За таких обставин не могли мати місця гідрометеорологічні процеси у сучасному сенсі.

Велике значення для нас вміня визначати вік Землі та земної кори, а також час значних подій, що відбулися в історії їх розвитку. Історія розвитку планети Земля поділяється на два основні етапи: планетарний та геологічний. *Планетарний етап* охоплює період від зародження Землі як планети і до утворення земної кори. Саме наукова гіпотеза про утворення Землі (як космічного тіла) з'явилася на основі спільних поглядів на зародження інших планет, що входять до складу Сонячної системи. Планета Земля утворилася 4,5-4,6 млрд. років тому. Цей етап закінчився з появою первинних літосфери, атмосфери та гідросфери (3,7-3,8 млрд. років тому).

З моменту появи перших зародків земної кори розпочався геологічний етап, який триває й досі. У цей час утворилися різні гірські породи. Земна кора не раз піддавалася повільним підняттям та опусканню під впливом переважно внутрішніх сил. У період опускання територія затоплювалася водою і дні відкладалися осадові породи (піски, глини та інших.), а періоди підняття моря відступали і їх місці виникала рівнина, складена цими осадовими породами. Тому первісна будова земної кори почала змінюватися. Цей процес продовжувався безперервно. На дні морів і западин материків накопичувався осадовий шар гірських порід, серед яких можна було зустріти залишки рослин та тварин. Кожному геологічному періоду відповідають їх окремі види, тому що органічний світ перебуває у постійному розвитку.

Геологічний етап охоплює відрізок від початку формування земної кори до теперішнього часу, коли проявляються дві основні групи процесів – ендегенні та екзогенні. Саме з появою екзогенних процесів поверхня Землі зазнає розвитку процесів руйнування, транспортування продуктів руйнування та формування товщ осадових гірських порід. Єдність, в якій діють екзогенні та ендегенні процеси, уможлиблює подальші перетворення осадових порід, тобто, явища метаморфізму, магмоутворення, вулканізму і т.п. В результаті цих процесів формується складно побудована неоднорідна за складом земна кора сучасного вигляду. Складний процес розвитку земної кори реконструюється з урахуванням вивчення що збереглися від цього процесу геологічних документів: речовина земної кори, тобто. мінералів та гірських порід; геологічних тіл, структурних форм різного порядку; залишків тварин та рослинних організмів, похованих у земній корі. Для того щоб розібратися в складних поєднаннях гірських порід, витягти з цього практично важливі відомості, необхідно вміти визначати послідовність утворення геологічних об'єктів, що складають земну кору, - гірських порід.

Геологічний вік - термін, що має різні значення:

1) час, що пройшов від певної геологічної події, або час, коли вона відбулася. Розрізняють абсолютний і відносний вік:

- *абсолютний вік* виражається в абсолютних одиницях часу (мільйони років); встановлюється радіометричними методами.
- *відносний вік* - час тих чи інших геологічних подій в історії Землі по відношенню до інших геологічних подій. Встановлюється на основі взаємного розташування шарів у розрізі.

2) підрозділ геохронологічної шкали, що відповідає часові утворення відкладів одного ярусу. Частина геологічної епохи. За даними радіоізотопних визначень, тривалість віків у палеозої близька до 10 млн. років, а в мезозої і кайнозої - до 5-6 млн. років. Щоб визначити відносний вік гірських порід, необхідно знати закономірності послідовного залягання шарів осадових гірських порід різного складу. Суть їх полягає в наступному: якщо шари осадових гірських порід залягають у непорушеному стані так, як вони один за одним відкладалися на дні морів, то це означає, що шар, що лежить внизу, відклався раніше, а шар, що лежить вище, утворився пізніше, отже, він молодший.

У визначенні відносного віку гірських порід велике значення має вивчення послідовного залягання осадових порід різного складу і в них скам'янілих залишків тварин і рослинних організмів. Копіткою роботивчених за визначенням геологічного віку гірських порід та часу розвитку рослинних та тваринних організмів була складена геохронологічна таблиця. Вона була затверджена на II Міжнародному геологічному конгресі у 1881 році у Болоньї. У основі етапи розвитку життя, виявлені палеонтологією. Ця таблиця-шкала постійно вдосконалюється. Сучасний стан таблиці наведено на с. 43. Одиницями шкали є епохи, поділяються на періоди які поділяються на епохи. П'ять найбільших із цих підрозділів - ери - носять назви, пов'язані з характером існуючого тоді життя. Наприклад, архей - час більше раннього життя, протерозою - ера первинного життя, палеозою - ера стародавнього життя, мезозою - ера середнього життя, кайнозою - ера нового життя.

Визначення абсолютного віку гірських порід почалося початку XX століття, після відкриття вченими закону розпаду радіоактивних елементів. У надрах Землі є радіоактивні елементи, наприклад, уран. З часом він повільно, з постійною швидкістю, розпадається на гелій та свинець. Гелій розсіюється, а свинець залишається у породі. Знаючи швидкість розпаду урану (зі 100 г урану протягом 74 млн. років виділяється 1 г свинцю), за кількістю свинцю, що міститься в гірській породі, можна підрахувати скільки років тому вона утворилася. Використання радіометричних методів дало змогу визначати вік багатьох гірських порід, що становлять земну кору. Завдяки цим дослідженням вдалося встановити геологічний та планетарний вік Землі. На основі відносного та абсолютного методів літочислення і була складена геохронологічна таблиця.

Геологічна хронологія, або геохронологія, заснована на з'ясуванні геологічної історії найбільш добре вивчених регіонів, наприклад, у Центральній та Східній Європі. На основі широких узагальнень, зіставлення геологічної історії різних регіонів Землі, закономірностей еволюції органічного світу наприкінці минулого століття на перших Міжнародних геологічних конгресах було вироблено та прийнято Міжнародну геохронологічну шкалу, що відображає послідовність підрозділів часу, протягом яких формувалися певні комплекси відкладень, та еволюцію органічного світу.

Геохронологічна шкала (англ. *geological dating*) - послідовний ряд геохронологічних еквівалентів загальних стратиграфічних підрозділів та їх таксономічної підлеглості. Кожному геохронологічному підрозділові відповідає підрозділ стратиграфічний - матеріальний вираз гірських утворень певного геологічного часу. Стратиграфічні підрозділи об'єднуються в стратиграфічну шкалу, що відбиває послідовність стратиграфічних підрозділів осадових, вулканічних та метаморфічних порід. У другій половині XIX століття, у 1881-1900 роках, на II-VIII сесіях Міжнародного геологічного конгресу (МГК) були прийняті головні принципи ієрархії і номенклатура більшості сучасних геохронологічних підрозділів. З часом базова схема 1900 року Міжнародної геохронологічної шкали французького геолога Е. Ренев'є уточнювалася й видозмінювалася.

Відзначаємо, що серед геохронологічних підрозділів виділяються: еон, ера, період, епоха, століття, час. Кожному геохронологічному підрозділу відповідає комплекс відкладень, виділений відповідно до зміни органічного світу та званий стратиграфічним: еонотема, група, система, відділ, ярус, зона. Отже, група є стратиграфічним підрозділом, а відповідний тимчасовий геохронологічний підрозділ представляє їй ера. Тому існують дві шкали: геохронологічна та стратиграфічна. Першу використовують, коли говорять про відносний час в історії Землі, а другу, коли мають справу з відкладеннями, тому що у кожному місці земної кулі у будь-який проміжок часу відбувалися якісь геологічні події. Інша річ, що накопичення опадів було неповсюдним.

Еонотеми - найбільші стратиграфічні підрозділи, освіта яких відбувалося протягом декількох геологічних ер. Науковці виділяють дві еонотеми: фанерозойську (грец. «фанерос» - явний, «зое» - життя), що об'єднує палеозойську, мезозойську та

кайнозойську групи, та криптозойську(грец. «Криптос» - прихований), що поєднує протерозойську та архейську групи.

Групи – великі підрозділи стратиграфічної шкали – це комплекси відкладень, що утворилися протягом однієї ери. Вони охоплюють переважно великі епохи розвитку земної кори. Усе це знайшло відображення у назвах груп: архейська («археос»-найдавніший), протерозойська («протерос»-первинний), палеозойська («палеос»-давній), мезозойська («мезос»-середній), кайнозойська («кайнос»-новий) .

Саме групи поділяються на системи, що об'єднують відкладення, що утворилися протягом одного періоду Назви систем пов'язані з назвою тих місць, де відповідні відкладення вперше були встановлені та описані. Наприклад, девонська система названа на ім'я графства Девоншир в Англії, кам'яновугільна - по поширенню у ній відкладень вугілля. Палеозойська група складається із шести систем: кембрійська, ордовицька, силурійська, девонська, кам'яновугільна та пермська. В мезозойську входять: тріасова, юрська та крейдова. Кайнозойська складається з палеогенової, неогенової та четвертинної систем. Архей та протерозою немає загальноприйнятих підрозділів для всієї планети. Зазвичай ці групи називають докембрієм. Ще більш дробовими підрозділами є *віддіди* та *яруси*. Кожну систему поділяють на три відділи: нижній, середній та верхній.

Поряд із міжнародною шкалою, використовуються допоміжні підрозділи – серії, свити, пачки. На геологічних картах породи різного віку забарвлюються у відповідні загальноприйняті кольори та позначаються певними індексами.

Архейська та протерозойська еонотеми, які охоплюють майже 80% часу існування Землі, виділяються в криптозою, тому що в докембрійських утвореннях повністю відсутня скелетна фауна та палеонтологічний метод до їхнього розчленування незастосовний. Тому поділ докембрійських утворень базується насамперед на загальногеологічних та радіометричних даних.

Фанерозойський еон охоплює лише 570 млн. років і розчленування відповідної еонотеми відкладень виходить з великому розмаїтті численної скелетної фауни. *Фанерозойська еонотема* поділяється на три групи: палеозойську, мезозойську та кайнозойську, що відповідають великим етапам природної геологічної історії Землі, межі яких відзначені досить різкими змінами органічного світу.

Назви еонотем та груп походять від грецьких слів: "археос" - найдавніший, найдавніший; "протерос" – первинний; "палеос" - стародавній; "мезос" – середній; "кайнос" - новий. Слово "криптос" означає прихований, а "фанерозою" - явний, прозорий, тому що з'явилася скелетна фауна. Слово "зой" походить від "зоїкос" - життєвий. Отже, "кайнозойська ера означає еру нового життя і т.д.

Групи поділяються на системи, відкладення яких сформувалися протягом періоду і характеризуються лише їм властивими сімействами чи пологами організмів, і якщо це рослини, то пологами і видами. Системи було виділено у різних регіонах й у час, починаючи з 1822 р. Нині виділяються 12 систем, назви більшу частину яких походять від тих місць, де вони вперше були описані. Геологічні періоди отримували власні назви й перейменовувались за різними ознаками. Найчастіше використовували географічні назви тих місцевостей, де стратиграфія періоду була вперше науково виділена й описана. Так, назва кембрійського періоду походить від лат. *Cambria*, назви Уельсу, коли він був у складі Римської імперії, девонського - від графства Девоншир в Англії, пермського - від Пермського краю, юрського - від гір Юра в Альпах. На честь стародавніх племен названі вендський (венди - німецька назва слов'янського народу лужицьких сербів), ордовицький і силурійський (племена кельтів) періоди. Рідше використовувалися назви, пов'язані зі складом порід. Кам'яновугільний період названий через великої кількості вугільних пластів, а крейдовий - через широке поширення письмової крейди. Великий внесок в розробку Геохронологічної шкали вніс американський палеонтолог Престон Клауд.

Відзначаємо, що системи поділяються на два чи три відділи, яким відповідають рання, середня, пізня епохи. Відділи, своєю чергою, поділяються на яруси, які характеризуються присутністю певних пологів та видів викопної фауни. І, нарешті, яруси поділяються на зони, що є найдрібнішою частиною міжнародної стратиграфічної шкали, якій геохронологічної шкалі відповідає час. Назви ярусів даються зазвичай за географічним назвам районів, де цей ярус було виділено; наприклад, алданська, башкирська, маастріхтська яруси і т.д. У той же час зона позначається за найбільш характерного вигляду копалини фауни. Зона охоплює, як правило, лише певну частину регіону та розвинена на меншій площі, ніж відкладення ярусу.

Всі підрозділи стратиграфічної шкали відповідають геологічні розрізи, в яких ці підрозділи були вперше виділені. Тому такі розрізи є еталонними, типовими і називаються стратотипами, в яких міститься лише властивий комплекс органічних залишків, що визначає стратиграфічний обсяг даного стратотипу. Визначення відносного віку будь-яких шарів і полягає у порівнянні виявленого комплексу органічних залишків у шарах, що вивчаються, з комплексом копалин у стратотипі відповідного підрозділу міжнародної геохронологічної шкали, тобто. вік відкладень визначають щодо стратотипу. Саме тому палеонтологічний метод, незважаючи на властиві йому недоліки, залишається найбільш важливим методом визначення геологічного віку гірських порід. Визначення відносного віку, наприклад, девонських відкладень, свідчить лише про те, що ці відкладення молодші за силурійські, але давніші за кам'яновугільні. Однак встановити тривалість формування девонських відкладень і дати висновок про те, коли (в абсолютному літочисленні) відбулося накопичення цих відкладень – неможливо. Тільки методи абсолютної геохронології здатні відповісти це питання.

Відносний геологічний вік порід, які містять палеонтологічні рештки, визначають на підставі палеонтологічних методів: біостратиграфічного, спорово-пилкового та інших. У докембрійських породах органічні рештки трапляються рідко, тому провідне значення при розчленуванні цих порід належить методу ізотопного аналізу. Розчленування шарів гірських порід і зіставлення різних стратиграфічних підрозділів дає змогу робити висновки про геологічну історію та будову конкретних досліджуваних районів, складати геологічні карти, проводити розшуки і розвідку корисних копалин.

Проблема визначення абсолютного віку гірських порід, тривалості існування Землі здавна займала уми геологів, і спроби її вирішення робилися багато разів, навіть використовувалися різні явища та процеси. Ранні уявлення про абсолютний вік Землі були курйозними. Так, французький дослідник природи Бюффон визначав вік нашої планети всього лише в 74 800 років. Інші вчені давали різні цифри, що не перевищують 400-500 млн. років. Тут слід зазначити, що ці спроби заздалегідь були приречені на невдачу, оскільки вони виходили з сталості швидкостей процесів, які, як відомо, змінювалися у геологічної історії Землі. Зазначимо, що лише у першій половині ХХ в. з'явилася реальна можливість вимірювати дійсно абсолютний вік гірських порід, геологічних процесів і Землі як планети.

Палеонтологія (англ. *palaeontology*) - наука, яка вивчає вимерлі організми, намагається реконструювати за знайденими останками їхній зовнішній вигляд, біологічні особливості, способи живлення, розмноження і таке інше, а також відновити на основі цих відомостей хід біологічної еволюції. Палеонтологи досліджують не тільки останки власне тварин і рослин, але і їх сліди, що окам'яніли, відкинуті оболонки й інші свідчення їх існування. У палеонтології також використовуються методи палеоекології і палеокліматології з метою відтворення середовища життєдіяльності організмів, зіставлення сучасного місця існування організмів, припущення місцепроживань вимерлих і так далі. На основі вивчення залишків живих організмів минулих епох визначають вік відкладів, гірських порід, які їх містять, виділяються стратиграфічні одиниці. Палеонтологія складається з двох розділів: палеозоології та палеоботаніки.

Виникнення палеонтології як наукової дисципліни пов'язане з початком використання викопних решток для визначення геологічного віку і стратиграфічної паралелізації шарів гірських порід. Проте ще задовго до цього багато мислителів і натуралістів висловлювали ті чи інші судження щодо природи скам'янілостей і їх походження. Правильні уявлення про походження скам'янілостей, що належать деяким філософам давнини, не отримали розвитку в епоху панування середньовічної схоластики, і вчені цього часу звичайно дивилися на скам'янілості як на прояви «пластичної сили», або як на «гру природи». Альберт Великий (1193-1280) визнавав існування в землі «формотворчої сили» (*virtus formativa*), хоча він у той же час допускав, що тварини і рослини можуть тверднути до стану каменя там, де є «каменетворча сила».

В епоху Відродження, коли науки починають розвиватися «з чудовою швидкістю», виробляються досконаліші уявлення про природу копалин. Великий італійський художник і вчений Леонардо да Вінчі (1452-1519) в молодості брав участь в проритті каналів в Північній Італії, і під час цих робіт йому часто доводилося спостерігати скам'янілості в гірських породах. Ці спостереження привели його до висновку, що скам'янілості є рештками морських тварин, що жили на місцях, де тепер зустрічаються їх рештки. Колись море, на його думку, покривало гори, а річки виносили в море мул, який проникав в порожнини раковин; згодом морське дно перетворилося на сушу. Леонардо да Вінчі правильно пояснював походження скам'янілостей і рішуче відкидав думку інших вчених, згідно з якими скам'янілості виникали в землі під впливом зірок.

Треба сказати, що серед вчених XVI ст. було дуже широко поширена думка, нібито скам'янілості не мають ніякого відношення до організмів і виникають в пластах гірських порід в результаті дії якоїсь сили, якій давалися різні найменування, іноді при цьому говорили про особливий «сік», що викликає скам'яніння. Такі погляди висловлювали італійські вчені XVI ст. Маттіолі, Фалоппіо, Оліві. Знадобилося чимало часу для того, щоб правильне розуміння природи скам'янілостей вкоренилося в науці. Після Леонардо да Вінчі протягом цілих трьох століть це питання залишалося предметом наукових суперечок. Багато вчених вважали скам'янілості «грою природи». Інші, що визнавали органічне походження копалин, зазвичай вважали, що ці останні залишилися на землі після всесвітнього потопу, про який оповідає Біблія. До середини XVIII ст. в науці вкоренилося положення, що скам'янілості є рештками організмів, які жили колись, а не є просто «фігурним камінням». Це було важливе досягнення у розвитку знань про скам'янілості. У XVIII ст. швидко і з все зростаючими темпами збільшується число праць, що містять описи та зображення скам'янілостей. Деякі автори цих книг мало цікавляться питанням про те, як виникли скам'янілості, інші бачать в них рештки тварин, які загинули при потопі, але треті вже розуміють, що публіковані ними описи та зображення дають уявлення про організми, що жили в різні часи. Як приклади лише великих описових творів з хорошими зображеннями копалин можна згадати монографії німецьких вчених І. Т. Клейна (J. Klein, 1770), П. Байєра (P. Baier, 1712; 1730, друге, доповнене видання вийшло в 1757 р.), роботи швейцарців Л. Бурге (L. Bourguet, 1721) та І. Геснера (J. Gessner, 1758). У 1784 р. Буртин (Burtin) опублікував атлас копалин Бельгії. У Франції про копалин тварин та рослини писав в 1718 і 1722 рр. А. Жюссє, а Е. Бертран (E. Bertrand) створив і випустив в 1763 р. «Словник скам'янілостей». У Нюрнберзі в 1755-1775 рр. було видано чудову чотиритомну працю Г. Кнорра (C. Knorr) і І. Вальха (J. Walch) «Збори пам'яток природи і природна історія скам'янілостей», яка є зведенням всього того, що було тоді відомо про викопні рештки організмів. Таким чином, в 70-х роках XVIII ст. в Західній Європі вже існувала досить велика описова література про скам'янілості.

Викопний матеріал сам по собі представлявся цікавим. Передові вчені розуміли, що він дає уявлення про організми, які колись жили у воді і на суші. Деякі з цих учених розуміли також і те, що тварини, рештки яких збереглися у вигляді скам'янілостей, жили не в один і той же час і що їх не можна вважати загиблими в один і той же момент

внаслідок всесвітнього потопу. Далі цього наука тоді не йшла, і серйозних спроб з'ясування відносної давнини шарів земної кори не було. Втім, деякі дослідники досить близько підійшли до розуміння хронологічного значення скам'янілостей.

Палеонтологічні дослідження в сучасному розумінні почалися на початку ХІХ століття. 1815 року англійський геолог Вільям Сміт продемонстрував цінність використання викопних для вивчення пластів. Приблизно в той же час французький зоолог Жорж Кюв'є ініціював порівняльні дослідження структури живих тварин з викопними залишками. Праці Вільяма Сміта заклали основи історичної геології і стратиграфії як самостійних геологічних наук, а праці Жоржа Кюв'є - порівняльної анатомії та палеонтології.

Геократичні періоди – періоди в історії Землі, коли площа суходолу на одному або кількох континентах була більша, ніж площа, зайнята морями. Вони характеризуються великою контрастністю клімату, ландшафтних зон, типом осадконагромадження (переважають еолові, льодовик., алювіальні, лагунні, вугленосні відклади). З часом геократичні періоди змінюються **таласократичними періодами** (панування морських умов). Чергування геократичних і таласократичних періодів обумовлено тектонічними рухами земної кори. На Європейському континенті у післяпротерозойській час геократичні періоди існували в пізньосилурійській, ранньодевонській, пізньокам'яновугільній, ранньо- і пізньопермській, ранньо- і середньотріасових та пліоценових епохах і в антропогенному періоді.

Під **зледенінням** розуміють період льодовикових періодів, коли температура у світі дуже низька. Як наслідок, крижані шапки простягаються до нижчих широт і домінують на континентах. У широтах екватора виявлені крижані шапки. Останній льодовиковий період мав місце близько 11 тисяч років тому. **Льодовиковий період, льодовикова ера** - тривалий етап геологічної історії Землі, під час якого відбувалось значне зниження температури атмосфери на великих територіях, що призводило до утворення або розширення континентальних льодовикових щитів, полярних шапок та альпійських льодовиків. Льодовикові епохи (гляціали) перемежуються відносно теплими періодами - міжльодовиковими (інтергляціалами).

Трактування гляціологією льодовикової ери: «наявність великих льодовикових щитів в північній і південній півкулях». Згідно з цим визначенням, ми живемо під час інтергляціалу льодовикового періоду, який розпочався у плейстоцені, існують Гренландський і Антарктичний щити. За історію Землі було щонайменше *п'ять великих льодовикових ер*. Поза цими льодовиковими ерами, Земля, ймовірно, була вільна від льоду навіть у високих широтах. **Першою льодовиковою епохою** було Гуронське зледеніння близько 2,4 -2,1 млрд. років тому, ранній протерозой. Палеопротерозойські льодовикові відкладення були знайдені на північному узбережжі озера Гурон і в західній Австралії. **Наступна льодовикова ера** відбулася 850-630 мільйонів років тому (криогеній), це був час максимального зледеніння, під час якого льодовикові щити досягли екватора (так звана Земля-сніжка). Наявність льоду на континентах і пакового льоду в океані перешкоджала силікатному вивітрюванню і фотосинтезу, що наразі є двома основними поглиначами CO₂. Існує гіпотеза про взаємозв'язок кліматичних умов цієї епохи і едіакарійського і кембрійського вибухів, хоча вона - новітня і суперечлива. **Мала льодовикова ера**, Андсько-Сахарська, відбулася 460-420 мільйонів років тому, за часів пізнього ордовіку і силуру. Еволюція наземних рослин на початку девонського періоду призвела до довгострокового збільшення планетарного рівня кисню і зниження рівня CO₂, що призвело до **Льодовикової ери Карру**. Епоха названа на честь льодовикових відкладень регіону Карру в Південній Африці, де існування цієї льодовикової епохи було вперше чітко визначене. Великі полярні льодовикові шапки існували в Південній Африці 360-260 мільйонів років тому, протягом кам'яновугільного і раннього пермського періодів.

Сучасна льодовикова ера, пліоцен-четвертинне зледеніння, почалася близько 2 580 000 років тому наприкінці пліоцену, коли почалося поширення льодовикових щитів

у Північній півкулі. З тих пір відбулося кілька гляціалів (льодовикових періодів) і інтергляціалів. Наразі ми живемо в період інтергляціалу, останній льодовиковий період закінчився близько 10 000 років тому. Все, що залишилося від континентальних льодовикових щитів - Гренландський і Антарктичний льодові щити та дрібніші льодовики, наприклад на Баффіновій Землі.

Питання для самоконтролю знань:

1. У чому полягає сутність геологічний віку як послідовність зміни геологічних подій?
2. У чому полягає сутність геохронологічної (стратиграфічної) шкала, особливостей її побудови?
3. У чому полягає сутність геологічних хронологічних меж?
4. Охарактеризуйте тривалість та геохронологічний поділ геологічних етапів?
5. Опишіть головні палеотектонічні події в історії Землі?
6. Опишіть еволюцію клімату та органічного світу, формування корисних копалин?
7. У чому полягає загальна характеристика геологічних процесів?
8. У чому проявляються таласократичні епохи в історії Землі?
9. У чому проявляються геократичні епохи в історії Землі?
10. Опишіть процес зледеніння та п'ять великих льодовикових ер?

Тема 11. Етапи та закономірності розвитку Землі

1. Докембрійський етап. Формування земної кори, еволюція атмосфери й гідросфери. Корисні копалини.
2. Палеозойський етап. Тенденції розвитку земної кори.
3. Особливості клімату. Корисні копалини палеозою.
4. Мезозойський етап. Палеогеографічні умови. Органічний світ.
5. Кайнозойський етап. Еволюція земної кори. Четвертинні зледеніння. Поява людини.
6. Еволюція біосфери. Корисні копалини

Рекомендована література: 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 15

Ключові поняття: догеологічний етап розвитку Землі, докембрійський етап, архей, протерозой, рифей

Докембрійський етап розвитку Землі тривав близько 4 млрд. років. Згідно з міжнародною хронологічною шкалою він поділяється на акрони, еони, ери та періоди. Геологічна історія Землі розпочалася близько 4500 млн. років тому після небулярної конденсації та акреції протопланетної речовини. Цей період називають **догеологічним етапом розвитку планети**, впродовж якого вона пройшла стадію значного розплавлення, диференціації речовини і виокремлення внутрішніх геосфер. За даними канадського вченого Д.Шоу догеологічний період тривав протягом 600-700 млн. років. Закінчився він формуванням твердої протокори, складеної анортозитами з підпорядкованим поширенням ультраосновних порід. Руйнування цієї кори шляхом метеоритного бомбардування та контракційного розтріскування зумовило проявлення на її поверхні вулканічних процесів, що призвело до нарощування кори, формування позитивних і негативних форм рельєфу, а також суттєвих змін у складі атмосфери, куди попадали значні об'єми газів, які звільнялися при виверженні вулканів і дегазації магми. Вулканічні виверження сприяли також диференціації речовини і в надрах планети, що зумовило розкислення базит-ультрабазитової магми і формування кислого сіалічного шару. Суттєве значення при цьому належало також продуктам руйнування первинної кори на поверхні Землі (первинне вивітрювання, чинником якого виступали гарячі кислотні дощі) та повторного їх переплавлення. За початок геологічної історії планети слід вважати

час спрямованого формування континентальної (сіалічної) кори шляхом переробки первинної проокеанічної кори

Докембрійський етап розвитку Землі сематичного типу і цей період називають *катархесм*. Він ознаменувався початком диференціації земної кори, що призвело до виникнення своєрідних “островів” протокори континентального типу, яка складалася з вулканогенних комплексів і так званих “сірих гнейсів”, що утворилися внаслідок анагектичних перетворень докатархейської кори. *У ранньому і середньому археї* відбулося формування океанічної та континентальної кори з чітко вираженою шаруватістю. В цей час вже існували ділянки кори складеної комплексом «сірих гнейсів», які за будовою та складом наближалися до кори континентального типу, і ділянки з океанічним типом. Тобто, ранній архей - це вже чітко виражена диференціація кори на два типи - континентальний і океанічний. Завдяки високому тепловому потоку, який в 2-3 рази перевищував сучасний, породи нижньої частини континентальної протокори зазнавали метаморфічних перетворень, а на її поверхні відбувалося формування осадово-вулканогенних товщ. Протокора ранньоархейського часу вже характеризувалася тричленною будовою. Зверху знаходився вулканогенно-осадовий шар, його підстеляв шар тоналітів, або шар “сірих гнейсів”, а ще нижче залягав метаморфізований гранулітовий шар. Зміна структури земної кори призвела до суттєвих змін і в характері будови її поверхні. В ранньому археї на земній понерхні чітко вирізнялася єдина протоконтинентальна брила, яка дістала назву Мегагея (Велика земля), а вся інша територія нагадувала великий океан названий Мегаталаса (Велика вода).

У пізньому археї ця протоконтинентальна брила зазнала розколювання, що призвело до формування проторифтових і іруктур, що розділяли «уламки» континентальної протокори, які стали ядрами майбутніх континентів. В межах «внутрішньоконтинентальних» проторифтових западин відбувався інтенсивний вулканізм та осадоконакопичення, що призвело до формування потужних вулканогенно-осадових товщ. Одночасно знизився і тепловий потік. Це обумовило зеленосланцеву фацію метаморфізму і формування пізньоархейських зеленокам'яних комплексів.

На початку *раннього протерозою* остигла земна кора зазнала розколу потужними глибинними розломами. Єдина протоконтинентальна брила з майже вже сформованим континентальним типом кори розкололася на окремі ділянки, які стали зародками майбутніх платформ. Тобто початок протерозою - це початок протоплатформено-геосинклінального мегаетапу формування земної кори. Ділянки з континентальною корою (гіротоплатформи) стали областями розвитку кратонів, а зони глибинних розломів - областями формування первинних геосинклінальних прогинів, які іще називають парагеосинкліналями. Протоплатформені ділянки слугували областю вивітрювання та денудації порід комплексу “сірих гнейсів”, а в парагеосинклінальних прогинах відбувалося формування потужних теригенних товщ, складених конгломератами, сланцями, залізисто-кременистими породами, які перешаровувались з покривами вулканітів основного та ультраосновного складу. Слід також зазначити, що в окремих розрізах раннього протерозою (Балтійський щит) присугні також тиліти, що свідчить про перші зледеніння в історії Землі (так зване гуронське зледеніння, вік якого близько 2,6-2,5 млрд. років).

Під кінець раннього протерозою парагеосинклінали зазнали інверсії. Це призвело до інтенсивного складкоутворення, яке супроводжувалося підвищенням теплового режиму, що зумовило зональне проявлення метаморфізму і, навіть, ультраметаморфізму. Останній сприяв розвитку анагектичних процесів і перетворенню вулканогенно-осадових порід верхньої частини ранньопротерозойських розрізів в ультраметаморфіти, представлені двопольовошпатовими гранітами. Окрім того, в цей час мало місце і вкорінення значних за розмірами масивів гранітів рапаківі, габро-анортозитів, лужних інтрузій. Завершився ранній протерозой карельською (свекофенською) тектоно-магматичною епохою, результатом якої було формування ділянок континентальної земної кори, які сьогодні

існують у вигляді древніх платформ або кратонів. Це Східно-Європейська, Сибірська, Китайська, Таримська, Північно-Американська (Канадська), Південно-Американська, Африканська (Африкано-Аравійська), Індостанська, Австралійська і Антарктична. Припускається, що всі вони склали єдиний материк Мегагею посеред Мегаталаської океанської акваторії. На початку пізнього протерозою, який включає рифей і венд, протоплатформено-геосинклінальний розвиток земної кори досяг апогею, який виразився в формуванні своєрідного прообразу сучасної тектонічної будови земної кори.

У *рифейі* утворилася велика западина Тихого океану, виокремилися платформи північної півкулі - Північно-Американська, Східно-Європейська, Сибірська, Північно-Китайська і Південно-Китайська. Вигляд південної півкулі визначав суперконтинент (суперплатформа) Гондвана. Ділянки, що розділяли зазначені платформи, трансформувалися в геосинклінальні пояси неогеою - Північно-Атлантичний (Грампіанська або Каледонська, Іннуїтська, Апалачська геосинкліналі), Урало-Монгольський, Середземноморський (Прототетіс), Тихоокеанський (Західно-Тихоокеанська, Східно-Тихоокеанська геосинкліналі). Розвиток геосинклінальних поясів відбувався диференційовано. Одні ділянки зачитали складчастості раніше, інші, пізніше. Впродовж пізнього протерозою нараховується три тектоногенези (тектономагматичних епох): готська або ельсонська (1,5-1,4 млрд. років тому), грєнвільська (1,2-1,1 млрд. років тому) і дальспінська (0,9-0,8 млрд. років тому). У рифейських геосинкліналях відбувається накопичення вулканогенно-осадових відкладів. На майбутніх платформах, завдяки їхній тектонічній перебудові, виникають авлакогенк та внутрішньоплатформні риф гові зони, де також накопичуються осадово-вулканогенні шпїці, а на більш тектонічно спокійних ділянках формуються мілководні морські та континентальні відклади. Останні здебільшого характеризуються червоним забарвленням, що вказує на аридні кліматичні умови, проте в рифейських розрізах окремих платформ присутні тилїти, котрі вказують на пізньорифейське зледеніння (стуртіанське), яке відбувалося близько 750-800 млн. років тому. Його слїди виявлені на теренах Скандинавії, на сході Африки, в Австралїї та Китаї. Завершення рифею ознаменувалося байкальською фазою складчастості, яка проявилася 680-480 млн. років тому майже в усіх геосинклінальних поясах і характеризувалася потужним магматизмом, метаморфізмом та складкоутворенням. Регіони де ця складчастість завершилася, так звані байкаліти, перетворилися на платформні ділянки земної кори, котрі наростили древні платформи та з'єднали їх між собою. Це призвело до утворення в південній півкулі суперконтиненту Гондвана, а в північній існувало три самостійних платформних континентальних брили - Північно-Американська, Східно-Європейська, до якої під час байкальської фази приєдналася складчаста структура Тїману, і Сибірська, нарощена байкалідами Забайкалля, Патомського нагір'я, Східного Саяну, Єнісейського і Туруханського кряжів.

Завершує пізній протерозой вендський період, який розпочався 670-650 млн. років і тривав 90-100 млн. років. Його початок ознаменувався на всіх материках лапландським зледенінням. Вендські осадові та осадово-вулканогенні відклади виявлені як на платформах, так і в межах геосинклінальних областей. Для перших характерні теригенні породи, доломїти, вапняки, а також евапорити (гіпси, ангїдрити). Слїд зазначити, що це перші в історїї Землі евапорити. У відкладах більш ранніх епох вони не встановлені. На теренах байкалід упродовж вендського часу переважали процеси, властиві орогенному режиму. Тут накопичувалися потужні товщі червонобарвних молас і вулканїтів. Таким чином, впродовж докембрїйської епохи на Землі були закладені основи структурного плану земної кори який вдосконалювався в фанерозої. Спершу сформувалася протокора анортозитового складу, пізніше завдяки її нарощуванню шляхом проявлення вулканїчної діяльності та розкислення первинної протокори утворився комплекс "сірих гнейсів". Впродовж раннього архею земна кора вирізнялася високим тепловим потоком (температура на поверхні досягала 100-300°C) та повсюдною рухливістю (пермобільністю) і здатністю до досить складних пластичних деформацій, за що

ранньоархейський етап отримав назву пермобільної стадії розвитку земної кори. Підвищений тепловий потік спричинив перетворення первинних порід у грануліти, що призвело до формування під комплексом “сірих гнейсів” гранулітового шару. Ці два компоненти земної кори і склали первинний гранітний шар. Розколювання в пізньому археї первинної пермобільної кори призвело до формування проторифтів, праобразів фанерозойських геосинкліналей, що відмежовували ділянки кори протоконтинентального типу, які стали зародками майбутніх древніх платформ (кратонів).

У **ранньому протерозої** переважали протогеосинклінальні режими розвитку земної кори. Первинні парагеосинкліналі формувалися на ділянках закладення в археї глибинних розіомів, а також в окремих місцях вони успадковували структурний план зеленокам'яних проторифтів. В гірагеосинклінальних прогинах накопичувалися потужні товщі теригенних, ірригенно-хемогенних і теригенно-вулканогенних відкладів. Ініціювання протогеосинклінального режиму ознаменувалося ідіоугворенням (карельська фаза складчастості), проявленням регіонального поліфаціального метаморфізму, ультраметаморфізму і вкоріненням крупних масивів гранітів раніккії, і абро-анортозитів, лужних інтрузій. Окрім того вже в ранньому протерозої виокремилися ділянки земної кори з іміформним і геосинклінальним режимами розвитку. Сформувалася потужна і зріла континентальна кора під єдиним суперматериком, який ще називався Мегагея, а в північній її частині утворився суперконтинент - Гондвана і субширотна геосинклінальна область Прототетису. В межах континентальних ділянок відбувалося формування мілководних і континентальних відкладів, а в геосинклінальних западинах накопичувалися теригенні, карбонатні та вулканогенні відклади. Венд характеризувався переходом від протогеосинклінального до платформно-геосинклінального режиму розвитку земної кори. На древніх платформах вже був сформований нижній структурний поверх (фундамент) і розпочиналася епоха формування осадового чохла. Тектонічна перебудова зумовила утворення в фундаменті авлокогенів та внутріплатформених рифтів, які з часом переросли в западини або внутрішньоплатформні складчасті споруди.

Докембрійська атмосфера і гідросфера. Більшість дослідників геологічної історії схиляється до думки, що на стадії догеологічного розвитку Земля була оточена атмосферою, яка складалася переважно з суміші водню, метану та оксиду вуглецю. Окрім того припускається, що в ній повинні були бути такі гази як гелій, неон і аргон, які сьогодні відсутні у земній атмосфері, але їх чимало у Всесвіті. Враховуючи, що на ранніх стадіях свого розвитку Земля володіла незначним гравітаційним тяжінням, згадані гази могли «вивітритися» в космос. З цього можна зробити висновок, що найпервісніша атмосфера була втрачена. Якщо прийняти до уваги відсутність життя в догеологічний час Землі, а також ранніх стадіях її розвитку, слушно припустити, що ця найпервісніша атмосфера була безкисневою. Відповідь на питання про становлення кисневої життєдайної атмосфери мабуть необхідно шукати у процесах формування земної кори. У металургії існує поняття - «зонна плавка». Основна задача цього технологічного процесу, при якому речовина знаходиться в напіврозплавленому стані, полягає в очищенні матеріалу від різноманітних домішок. Саме із зоною плавки О.П.Виноградов порівнює теоретично обґрунтований ним процес утворення мантії і земної кори, враховуючи основні положення «холодної» гіпотези О.Ю.Шмідта, згідно з якою невдовзі після розігріву первинно холодної планети під впливом радіогенного тепла розпочалася диференціація речовини й «розшарування» земної кулі з виділенням внутрішніх геосфер. Утворення мантії та земної кори супроводжувалося виділенням водяної пари та інших газів, які стали основою для формування атмосфери й гідросфери. Виноградов О.П. і Ярошевський Я.О. шляхом плавлення хондритового матеріалу (кам'яного метеориту) експерименті ЛІ.ПО перевірили викладені вище припущення стосовно моїшого застосування механізму процесу зонної плавки при іщунтуванні моделі формування Землі. Нагрівши метеоритний матеріал до 1500 °С вони отримали відокремлення і переміщення легкоплавких і легких компонентів. Цей експеримент також дав можливість

припустити, що первинна атмосфера сформувалася внаслідок дегазації розплаву (магми) і складалася переважно із метану, аміаку, двооксиду вуглецю і з водяної пари.

Сьогодні більшість дослідників вважає, що атмосферна система нашої планети утворилася внаслідок вилілення легких речовин (води та вуглекислого газу) з її надр, існує також гіпотеза, згідно з якою земна атмосфера - це залишок газової туманності, з якої 4,5 млрд. років тому шляхом інфляції утворилася Сонячна система. На її підтвердження імідується склад сьогоденної атмосфери планет зовнішньої групи - Юпітера, Сатурна, Урану і Нептуна. На стадії формування Землі з протопланетної хмари всі елементи її майбутньої атмосфери та гідросфери перебували в тому чи іншому вигляді в складі твердих речовин: вода - в гідроміютах, тот - у нітратах, кисень - в оксидах металів. Інтенсивне бомбардування Землі метеоритами супроводжувалося виділенням легких речовин, але вода та вуглекислий газ швидко поглиналися земними породами, а в атмосфері залишалися лише азот, аміак та інертні гази. Подальше нарощування атмосфери було пов'язане з вулканічними виверженнями мантійної речовини. Ці процеси почали прогресувати вже в перші 0,5-1,0 млрд. років існування Землі, коли відбувалося становлення континентальної та океанічної протокори. Вулканічна діяльність сприяла суттєвій дегазації лави. На земну поверхню з надр надходили водяна пара, сполуки вуглецю (CO₂, CO, СН₄ галоїдні кислоти, борна кислота, водень, аргон та інші гази. Така первісна атмосфера була досить тонкою, а її температура біля земної поверхні становила близько 15°C, що сприяло конденсації водяної пари. Отже це був початок формування гідросфери. У первісний океан переходили, розчиняючись у воді, вуглекислий газ, кислоти, сірчані сполуки, аміак.

Відомий геохімік Г.В.Войткевич відкидав думку щодо подібності первісної атмосфери до атмосфери планет-велитів, а припускав, що вона повинна була бути більш подібною до вуглекислої атмосфери Венери та Марса. Такої точки зору дотримувалися також В.О.Рудник і Е.В.Соботович. Основну роль в утворенні атмосфери вони відводили дегазації вуглисто-хондритово-ахондритової протокори, первісно збагаченої легкими (і радіоактивними) елементами, які виникали як завдяки енергії падаючих тіл, так і в наслідок магматизму. Відсутність вільного кисню в первісній атмосфері узгоджується і з геологічними фактами докембрію, до яких належить: уповільнений темп вивітрювання порід основного складу в археї, а також наявність в продуктах вивітрювання (галька древніх конгломератів) сульфідів і уранітів як нестійких до окислювального середовища мінералів; присутність у докембрійських породах легко окислювальних, але не окислених графіту і лазуриту; склад газової та рідкої фаз мінералоутворюючого середовища в кварці з архейських гранітів тощо. За результатами вивчення складу газових включень встановлено, що вони містять 60% вуглекислого газу, 35% Н₂О, до 5% азоту та інертних газів. У цей час існували процеси фотодисоціації води і водяної пари під дією ультрафіолетового випромінювання, що сприяло виділенню кисню. Звичайно, вміст кисню був надто малим, щоб говорити про кисневу атмосферу (безкисневою атмосферою за М.Руттенем вважають атмосферу, в якій вміст кисню не перевищує 1% сучасного рівня). Більшість дослідників припускає, що появу кисню в атмосфері слід пов'язувати з процесами хемосинтезу. Проте український біолог І.В.Величко вказує на синхронну появу хемосинтезу і фотосинтезу, що й призвело до існування значної кількості вільного кисню ще 3,5 млрд. років тому, коли з'явилися найпростіші організми. Враховуючи той факт, що синьо-зелеці водорості з'явилися в протерозої, цей період слід вважати початком збагачення атмосфери вільним киснем. Це підтверджує і геохімік О.І.Тугаринов, який вважає, що великою кількістю кисню сучасна атмосфера завдячує фотосинтезу рослин, який був більш потужним джерелом вільного кисню, ніж фотодисоціація в стратосфері. Сьогодні ця думка домінує і вважається, що кисень, який нагромаджувався в атмосфері раннього архею в наслідок фотодисоціації водяної пари, повністю витрачався на часткове окислення метану, аміаку та інших газів, а також на окислення мінералів земної поверхні, через що він (кисень) не міг створювати в ті часи істотно вільного запасу. Суттєве

збільшення кисню в атмосфері спостерігається вже в *пізньому архейі - ранньому протерозої*, що підтверджується присутністю в розрізах цих хронологічних підрозділів залізистих кварцитів, які вказують на зміну відновних властивостей водного середовища на окислювальні. Слід зазначити, що саме цей час характеризується прогресуючим розвитком синьо-зелених водоростей. Проте, первісна гідросфера, як і атмосфера, не були насичені киснем. Появу вільного кисню зумовили процеси фотодисоціації та хемосинтезу, а з появою синьо-зелених водоростей і фотосинтезу. Гідросфера Землі є результатом процесів дегазації магми з мантийних глибин. На самих ранніх етапах формування планети, коли існували значні температури не тільки в її надрах, але й на поверхні, вода здебільшого локалізувалася в хмарах. Зниження теплового режиму земної кори та охолодження нижніх шарів атмосфери спричинили зливові дощі, на земну поверхню полилися потоки води. Це був початок формування світового океану і, разом з тим, початок формування осадових відкладів.

Первісний Світовий океан за кількістю води був у 10 разів менший за сучасний, але вже наприкінці докембрію, на думку багатьох учених, він не поступався сьгоднішньому. В подальшому гідросфера безперервно поповнювалася і сьогодні також продовжує поповнюватися внаслідок дегазації надр планети. Можливості в забезпеченні океану глибинною водою на думку В.В.Кесарева досить значні і Земля в майбутньому здатна випродукувати води на 18 сучасних Світових океанів. Сольовий склад океану формувався як за рахунок розчинення у воді газів, так і внаслідок вивільнення хімічних компонентів при вивітрюванні гірських порід. Атмосфера поставляла в океан передусім кислоти, вуглекислий газ, аміак, сірчані сполуки. Кислоти, реагуючи з силікатними гірськими породами, сприяли насиченню води лужними, лужноземельними та іншими елементами, що призводило до встановлення киснево-лужної рівноваги та достатнього насичення води солями. Дослідники припускають, що води первісного океану були хлоридними і нейтральними і безсульфатними.

За даними норвезького геохіміка В.Гольдшмідта, на 1 кг морської води припадає 0,6 кг зруйнованих гірських порід. При цьому океанська вода отримує 66% натрію, 10% - магнію, 4% - стронцію, 2,5% - калію, 1,9% - кальцію, 0,3% - літію, які містилися в зруйнованих породах. Саме так формувався катіонний склад морської води. Проте, вміст основних аніонів у морській воді набагато вищий, ніж ними можуть забезпечити зруйновані гірські породи. В 1 кг морської води хлору та бромів відповідно в 200 і 50 разів більше, ніж у 0,6 кг гірських порід. Це дає підставу стверджувати, що аніони надходили в морську воду тільки з продуктів дегазації мантиї. Враховуючи це О.В.Виноградов прийшов до висновку, що всі аніони морської води виникли внаслідок дегазації, а катіони - шляхом руйнування гірських порід.

У *рифейі* відбулося пониження лужності морської води, що призводило до утворення більш потужних вапнякових товщ, у тому числі і органогенної природи. Під кінець рифею, у венді, в океані суттєво зменшується вміст вуглекислоти, чому сприяв інтенсивний фотосинтез, і морська вода набуває хлоридносульфатного складу, разом з тим збільшується лужний резерв. Російський гідролог Р.К.Клунге вважає, що впродовж історії існування Світового океану простежується тенденція до зростання його рівня з середньою швидкістю близько 0,8 мм на тисячу років протягом останніх 2-3 млрд. років. Його глибина на початку архею становила не більше 0,5 км, а вже на ранніх етапах протерозою вона сягала 2,5 км над серединноокеанічними хребтами. Наприкінці протерозою (рифей-венд) площа океану була більшою за сучасну майже на 32 млн. км², а об'єм становив 1352Т06 км³, цьому сприяли інтенсивні процеси дегазації. Враховуючи ці показники можна припускати, що середня глибина Світового океану в рифей-вендський час могла бути близькою до 3,44 км.

Докембрійська біосфера. Питання виникнення життя на Землі все ще залишається відкритим, але те, що в архейський час на нашій планеті існували певні органічні форми сумніву не викликає. Підтвердженням цього є виявлені за допомогою ізотопних методів

дослідження сліди життєдіяльності організмів в метаморфізованих породах архейських комплексів Сибіру, Північної Америки, Південної Африки та інших регіонів. Вивчення ізотопного складу вуглецю в цих породах показало, що вони вміщують молекулярні викопні та істинні окам'янілі мікроорганізми. Опираючись на ці факти Г.В.Войткевич прийшов до висновку, що фотоавтотрофна біосфера існувала на нашій планеті не менше як 4 млрд. років тому. Але більш організованим автотрофним істотам передували гетеротрофні пробаїоти та первісні організми. Тобто життя на нашій планеті бере свій початок ще з догеологічної (кам'яної) історії. Такої ж думки дотримувався і В.І.Вернадський, який вважав, що життя виникло ще в космосі до початку формування Сонячної системи. Передумовою біологічної еволюції Г.В.Войткевич вважав хімічну еволюцію, яка розпочалася ще в космічних умовах до творення Землі. Проте, незважаючи на значні досягнення сьогоденної молекулярної палеонтології, мікропалеонтології та палеонтології докембрію, спосіб виникнення первісного життя в процесі формування Сонячної системи залишається не встановленим. Викопні рештки окам'янілих первісних організмів - це своєрідні протейнові мікросфери і паличкоподібні та нитчасті бактерії розміром до 20 мкм. Найдревніші серед них виявлені у вигляді глобулярних графітових утворень, в кварцитах Гренландії, вік яких становить 3,8 млрд. років. Фосилії округлої та еліпсоїдальної форми розміром її 1% мкм, а також сферичні червонувато-брунатні частки (2- у мкм) з оболонкою, схожою на подвійну стінку, були знайдені у метаморфізованих кременистих аргілітах Південної Африки, вік якої становить 3,7 млрд. років. Найпримітивніші організми на Землі утворилися одночасно з появою гідросфери на самому початку геологічної історії нашої планети. Близько 2 млрд. років тому в історії Землі з'явилися клітинні організми з ядрами, складною внутрішньою будовою та наявністю хромосом, які дістали назву еукаріоти. Спочатку це були одноклітинні поодинокі організми, але згодом з'явилися їхні багатоклітинні і колоніальні представники, які швидко почали витіснити прокаріоти і синьо-зелені водорості, а наприкінці докембрію вони займали панівне положення в біосфері Землі. Характерними представниками палеонтологічного життя цього періоду нашої планети є строматоліти (від грец. строматос - килим і літос - камінь). Ці своєрідні утворення характеризуються карбонатним складом і є результатом життєдіяльності колоніальних вапнистих синьозелених водоростей. На думку дослідників утворення такого вапнякового «килимка» було зумовлене необхідністю захисту організмів від згубного сонячного ультрафіолетового випромінювання. Такі «килимки» складаються з бугристих кірок карбонату кальцію, що осаджується на зовнішній поверхні колонії одноклітинних синьо-зелених водоростей.

Найдавніші строматоліти, вік яких становить 2,0-3,0 млрд. років, виявлено в породних комплексах багатьох щитів світу і в архейських утвореннях Побужжя Українського щита зокрема. Окрім строматолітів відомі й інші продукти життєдіяльності докембрійських синьо-зелених водоростей відомі під назвою мікрофітоліти. Вони утворюються в результаті відкладених водоростями сезонних карбонатних кірочок навколо окремих уламків гірських порід на дні басейнів осадконакопичення. Серед них розрізняють онколіти та катаграфії, розміри яких коливаються від декількох міліметрів до декількох сантиметрів. Онколіти (від грец. пухлина) являють собою округлі утворення з концентрично-шаруватою внутрішньою будовою. Онколіти з радіально-променистою текстурою належать до астеросфероїдів і радіозусів. Катаграфії - це узорчасті вапняки, що не мають виразної внутрішньої шаруватості. Для них характерна пузирчаста будова, або вони можуть бути складені з дрібних округлих грудочок неправильної форми. Перші називаються везикулярітеси, а другі - вермікулітеси. Мікрофітоліти поширені в метаморфізованих осадових відкладах протерозою всіх платформ Світу.

Едіакаро-вендська фауна характеризується значним різноманіттям на рівні таксонів високого рангу, що вказує на встановлення у вендський час еволюційного напрямку розвитку біосфери. Наявний в розпорядженні вчених палеонтологічний матеріал не дозволяє простежити дивергенцію великих систематичних груп фауни, що вказує на їх

раптову появу. Можна лише припустити, що такі корінні зміни у вендській біосфері бути зумовлені перебудовою грандіозної екосистеми планетарного рівня. Цей процес міг бути спричиненим лапландським зледенінням, яке змінилося потеплінням, що призвело до підйому вод Світовою океану і потужної трансгресії епіконтинентальних морських басейнів. Характерною рисою фауни венду є відсутність у її представників мінеральних скелетних утворень. Дрібні форми фауни з ознаками фабулярного хітиноїдного та мінерального скелету з'являються лише наприкінці венду. Другою рисою вендської біосфери є гігантизм у різних групах фауни. На це вказують розміри медузоїдних з діаметром понад півметра (рід едіакаріїв), дікінсоній (пласкі хробаки) довжиною до 1 м, перистоподібних колоніальних чарноїдів, які досягали більше метра в довжину. Незважаючи на появу у венді представників тваринного світу, біосферу цього періоду визначала різноманітна флора. Найпоширенішими рослинами були так звані вендотепіди (вендотенієві рослини), які належать до бентоносних водоростей. Саме вони були джерелом речовини для формування вендського сапропелю. Значні колоніальні скупчення утворювали макрофітопланктонні сфероїдальні та витягнуті чауріморфіди, окремі форми яких досягали в діаметрі до 40 мм. Численним був дрібний фітопланктон, у складі якого переважали актиноміцети і гриби. Наприкінці венду з'явилися перші метазоа з проявом склеротизації тканини на основі органічних матриць і шляхом мінералізації.

Докембрійський період розвитку території України закарбувався в геологічній будові *Українського щита*. Аналіз речовинного складу породних комплексів регіону та структурного їхнього положення дає можливість припускати, що на початку архею, віковий діапазон якого згідно з хроностратиграфічною шкалою докембрію України складає 3,7-2,6 млрд. років, земна кора на теренах України була відносно тонкою і складалася зі своєрідних мікромасивів тоналітів, габроанортозитів та ендербітів, розділених товщами вулканітів здебільшого базальтового складу. Сьогодні ці первинні геологічні документи ранньої історії становлення сучасного вигляду земної кори можна спостерігати на Побужжі, в Приазов'ї та Середньому Придніпров'ї. Мікромасиви утворювали позитивні форми первинного архейського рельєфу, які під дією кислотних дощів, ганячої води та інших розчинів, а також атмосферних парів зазнавали вивітрювання. В палеоархейських западинах, що були виповнені гарячими розчинами збагаченими залізом, карбонатом, вуглецем та іншими хімічними елементами відбувалося формування теригенних і хемогенних порід, які під впливом більш пізніх метаморфічних процесів були перетворені на кварцити, карбонатні та залізисті породи, а також графітовмісні гнейси та кристалічні сланці. Первинна протокора під впливом тектонічних рухів, а також завдяки ударам числених метеоритів була помережена сіткою розломів, що сприяло інтенсивному розвитку вулканізму тріщинного типу. Відповідно на поверхню виливалися значні маси лави, яка також шпоннювала понижені ділянки рельєфу. 200 млн. років відбувалося формування системи потужних зон глибинних розломів і своєрідних гранітно-зеленокам'яних областей. Останні наприкінці архею перетворилися на гірські масиви з характерними гранітними куполами і міжкупольними прогорифтовими структурами, які були виповнені вулканогенно-осадовими відкладами. Яскравим вираженням такої гранітно-зеленокам'яної області є район Середнього Придніпров'я з низкою гранітоїдних куполів (П'ятихатський, Демушинський, Саксаганський та інші), розділених зеленокам'яними структурами Верхівцевська, Сурська, Конкська, Кобилянська, Криворізька і інші). В цей час Український щит також був розбитий серією зон глибинних розломів субмеридіонального простягання на низку блоків. Тоді започаткувалися такі розломи як Немирівський, Тальнівський, Криворізько-Кременчуцький, Оріхово-Павлоградський та інші. На початку протерозойського акрону, тривалість якого складає близько 2 млрд. років (нижня вікова межа протерозою становить 2600 млн. років, а верхня - 570 млн. років; протерозой ділиться на три еони: палеопротерозой, віковий діапазон якого становить 2600-2000 млн. років, мезопротерозой - 2000-1700 млн. років і неопротерозой, в складі якого виділяють рифей тривалістю від 2000 до 650 млн. років і

венд - 650-570 млн. років) територія України являла собою пенепленізовану рівнину з потужною корою вивітрювання, на фоні якої піднімалися невисокі пізньоархейські вулканічні гори, а також виділялися незначні за масштабами басейни внутрішньоконтинентального типу з досить ще агресивною за хімічним складом водою. На теренах України початок палеопротерозою ознаменувався суттєвою структурною перебудовою Українського щита, яка почалася ще в кінці неогархею. Потужна тектоно-магматична активізація регіону обумовила формування не тільки глибинних розломів, але й утворення трогових і шовних прогинів парагеосинклінального типу, таких як Тетерівський, Західно-Інгулецький, Криворізький та інші. В палеогеографічному відношенні ці прогини нагадували внутрішньоконтинентальні басейни, в яких відбувалося теригенне і хемогенне осадконакопичення з підпорядкованим проявленням підводного вулканізму. Північнозахідну частину регіону, яка включає територію Волинської та північну частину Житомирської областей (басейн ріки Тетерів), займав мілководний морський басейн із зонами лагун та відновним водним середовищем. У лагунах відбувався інтенсивний розвиток прокаріотичних організмів, свідченням чого є потужні товщі графітових гнейсів та сланців у розрізі тетерівської серії. Температура води становила 40-60°, а атмосферний тиск досягав 1-2 МПа. Відновні хімічні умови водного середовища, розвиток органіки та температурний режим води сприяли її частковому очищенню від вуглекислоти і створювало відповідні умови для формування карбонатних осадків, які складають потужні верстви в розрізі тетерівської серії. У центрі щита, на місці східної частини Інгульського меаблоку та Криворіжжя, існували протяжні в субмеридіональному напрямку лінійні басейни глибиною до 200-300 м з перемінним окисно-відновним водним середовищем, що сприяло формуванню не тільки карбонатних, але й залізистих підкладів. Утворення останніх також було зумовлене специфічними геолого-хімічними умовами визначеними не тільки вологим кліматом, а, в першу чергу, виливами на суходіл і дно басейнів величезної маси базитових та ультрабазитових лав. Вулканічна діяльність сприяла збільшенню в атмосфері і безпосередньо в басейнах осадконакопичення вуглекислого газу, зміні температурного режиму, солоності води і, відповідно, формуванню сприятливих для їх накопичення фізико-хімічних умов. На початку палеопротерозойського етапу земна кора і шари атмосфери характеризувалися підвищеним тепловим режимом, спричиненим потужними тепловими потоками, піднімалися з надр Землі. Це сприяло розвитку на поверхні процесів хімічного вивітрювання та формуванню мономіктових і олігоміктових кластолітів, прикладом яких можуть бути потужні товщі кварцових конглометарів, гравелітів і пісковиків нижньої частини розрізу Криворізької структури. Згодом почали накопичуватися графітовмісні породи інгулоінгулецької серії та гданцівської світи Криворізької структури. Наявність в породах графіту свідчить, про те, що осадки були збагачені органічною речовиною. Це дає підставу стверджувати, що в басейнах осадконакопичення пізнього палеопротерозою вже вирувало інтенсивне життя, представлене різноманітними фосиліями. Кінець палеопротерозойського етапу на території України ознаменувався проявленням регіонального метаморфізму, гранітизації.

Мезопротерозойський етап в межах території України розпочався завершенням процесу консолідації фундаменту Східно-Європейської платформи загалом і Українського щита зокрема. Виняток складала тільки його північно-західна частина, де ще відбувалася тектоно-магматична активність, вираженням якої є так званий Волино-Поліський вулканічний пояс, який простягається за межі території України в північно-східному напрямку більш ніж на 600 км. Тут формувалися підвищені плато і відбувалася активна магматична діяльність, яка сьогодні найяскравіше виражена у вигляді Коростенського плутону. Території, які розділяли платоподібні форми рельєфу, являли собою залишкові мілководні басейни, де накопичувалися вулканогенно-осадкові відклади. **Неопротерозойський час** геологічної історії України можна розділити на два етапи - рифейський і вендський. **Рифейський етап** характеризувався перевагою континентального осадконакопичення з проявленням наземного вулканізму. Наслідком

цих процесів є червонобарвні теригенні та теригенно-вулканогенні товщі, якими виповнена Білоковровицько-Овруцька система депресій, розрізи яких складають овруцька і топільнянська серії. З цим періодом також пов'язано формування вулканогенно-осадових відкладів поліської серії, поширених на північно-західному (Волинському) схилі щита. Тут осадконакопичення відбувалося у напівзамкнутій Волино-Поліській западині, куди теригенний матеріал зносився зі щита водними потоками, а також при інтенсивній діяльності вітру. Кліматичні умови були наближені до клімату тропічних пустель і сухих субтропіків з максимальними температурами 35-50 °С та річною сумою опадів близько 100 мм. У *вендському періоді* відбулася суттєва структурної ектопічна перебудова території України, що призвело до утворення так званого Дністровського перикратону, в межах якого опинилася не тільки Волино-Поліська западина, але й територія Подільської частини щита, Молдавської плити прогину. В палеогеографічному відношенні цей нерикратон являв собою басейн зі змінними у просторі та часі умовами осадконакопичення. Формування даного басейну спричинило значну трансгресію на території Українського щита та прилеглих районів.

Палеозой або палеозойська ера (від дав.-гр. *παλαιός*, «старий» і *ζωή*, «життя»), тобто ера «стародавнього життя») - геологічна ера, що тривала від $541,0 \pm 1,0$ до $251,902 \pm 0,024$ млн. років тому. Підрозділяється на шість геологічних періодів; від найранішого до найпізнішого: кембрій, ордовик, силур, девон, карбон і перм. Внаслідок тектонічних рухів палеозойської ери відбулися значні трансгресії й регресії моря. В результаті каледонської та герцинської складчастості в багатьох геосинкліналях утворилися гірські хребти (Аппалачі, Урал, Алтай, Саяни, Центральна Європа, Донецький кряж та ін.). На початку палеозойської ери у Південній півкулі виник материк Гондвана. У Північній півкулі у 2-й половині палеозою існував великий материк Ангарида, що включав Сибірську платформу і прилеглі гірські споруди. З завершенням герцинської складчастості, як вважають, усі північні платформи були спаяні в єдиний континент Лавразію, який відділявся від Гондвани субмеридіональним поясом океану Тетіс. У морських басейнах були поширені безхребетні, зокрема форамініфери, корали, молюски тощо; з'явилися перші морські хребетні - рибоподібні й риби; у девоні хребетні вийшли на суходіл. У середині палеозою виникли перші наземні рослини - псилофіти й плауноподібні. Пізніше розвинулись деревоподібні папороті, хвойні. В кінці палеозою відбулося так зване «автотрофне цвітіння» - феномен планетарного спалаху розвитку рослинності, внаслідок помітного зниження в атмосфері вмісту O_2 і підвищення вмісту CO_2 .

Геологічні відклади, що утворилися протягом палеозойської ери, становлять палеозойську групу. З даною ерою пов'язані найбільші й великі родовища кам'яного вугілля, нафти, мінеральних солей, фосфоритів, міді, золота. Великі родовища гіпсу, кам'яної і калійної солей укладені в кембрії Сибірської платформи і Індії, в силурі США (Мічиган), девоні Канади (Саскачеванський калієносний басейн), пермі Донбасу (Словянсько-Артемівський солений басейн), Німеччина (Штасфурт), США (Делаверський калієносний басейн).

Питання для самоконтролю знань:

1. Що являє собою докембрійський етап розвитку Землі?
2. Охарактеризуйте формування земної кори, еволюція атмосфери й гідросфери у докембрії?
3. Оцініть формування корисних копалин докембрію?
4. Охарактеризуйте палеозойський етап. Тенденції розвитку земної кори?
5. Оцініть особливості клімату, корисні копалини палеозою?
6. Оцініть мезозойський етап. Палеогеографічні умови. Органічний світ?
7. Оцініть кайнозойський етап. Еволюція земної кори?
8. Оцініть процеси четвертинного зледеніння. Поява людини?
9. Охарактеризуйте еволюцію біосфери та формування корисних копалин?
10. Охарактеризуйте новітні тенденції дослідження еволюції земної кори?

Навчальна дисципліна «Геоморфологія»

Тема 1. Вступ до дисципліни «Геоморфологія»

1. Історія розвитку геоморфології. Головні етапи їх розвитку.
2. Об'єкт та предмет дослідження навчальної дисципліни.
3. Суть та характеристика геоморфологічних теорій.
4. Сучасний етап геоморфологічних досліджень.

Ключові поняття: геоморфологія, регіональні дослідження геоморфології, американська геоморфологічна школа, німецька геоморфологічна школа, предмет геоморфології, засоби вивчення геоморфології, основні завдання геоморфології, галузі геоморфології, основні напрямки досліджень геоморфології, методи геоморфологічних досліджень.

Рекомендована література

1. Геоморфологія в Україні: новітні напрямки і завдання / відп. ред. І. В. Мельничук. - К.: Київський національний університет імені Тараса Шевченка, 1999. - 188 с.
2. Колтун О. В. Антропогенна геоморфологія: навчальний посібник / Оксана Колтун, Іван Ковальчук. - Л.: Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. - 193 с.
3. Коротун І. М. Прикладна геоморфологія: навчальний посібник / І. М. Коротун. - Рівне: ІСДО, Українська державна академія водного господарства, 1996. - 132 с.
4. Павловська Т. С. Геоморфологія: терміни й поняття (коментар): навчальний посібник. - Луцьк: Волинський національний університет ім. Лесі Українки, 2009. - 284 с.
5. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія та охорона надр: навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько. - К.: ВПЦ «Київський університет», 2004. - 191 с.
6. Стецюк В. В. Екологічна геоморфологія України: навчальний посібник / В. В. Стецюк, Г. І. Рудько, Т. І. Ткаченко. - К.: Слово, 2010. - 367 с.

Геоморфологія (англ. *geomorphology*, нім. *Geomorphologie f*) - наука про рельєф Землі, його походження, просторові, генетичні та історичні закономірності будови та розвитку. Геоморфологія розглядає зміни рельєфу як процес, що складається з існуючих протиріч між рельєфоутворюючими факторами, що й обумовлює безперервний розвиток земної поверхні та форм рельєфу. Належить до наук про Землю, родини геолого-географічних наук. *Мета* – поглибити розуміння геоморфології як науки, через аналіз змін у методах, засобах геоморфологічних досліджень. Місце геоморфології у системі наук про Землю, ознайомлення студентів з особливостями розвитку давньої природи району України в історичному (виділення й характеристика палеогеографічних етапів і подій) та просторовому (виділення й характеристика палеогеографічних регіонів) аспектах.

Початок дослідження земної поверхні відноситься до сивої давнини, перші спроби опису та зображення місцевості виникли одночасно з писемністю. Спочатку створювались описи ойкумени та узбережжя морів, пізніше - примітивні карти. З розвитком наукового пізнання світу перейшли до створення точних карт, виявлення глобальних закономірностей, створення глобальних та локальних геоінформаційних систем з використанням потужних обчислювальних електронних приладів. Як самостійна наукова дисципліна геоморфологія склалася наприкінці ХІХ - на початку ХХ століть. У її становленні та розвитку особливу роль відіграли дві школи - американська та європейська (головним чином німецька). Початок докладного глобального опису планети було покладено координацією зусиль науковців 13 країн під час Міжнародного геофізичного року (1957-1959), відкрито космічну еру запуском першого в світі супутника Землі.

Відомості про рельєф Землі нагромаджувалися під час усього розвитку людського суспільства, проте як наукова дисципліна геоморфологія почала формуватися лише наприкінці XVIII - на початку XIX століть. До того часу вивчення рельєфу мало описовий характер, здійснювалося під час геологічних, географічних або землеописових досліджень. Проте й у часи середньовіччя висловлювали сміливі думки щодо деяких аспектів розвитку земної поверхні. Так, геніальний художник, інженер і вчений Леонардо да Вінчі був переконаний, що обриси суходолу не є постійними, і стверджував, що річкові долини утворені самими річками. Прогресивними для свого часу були також погляди М. Ломоносова щодо нерозривного зв'язку рельєфу земної поверхні з внутрішньою будовою земних надр, безперервної зміни форм рельєфу, викладені в праці «Про шари земні».

Поштовхом до формування геоморфологічних уявлень і вивчення рельєфу як компонента довкілля став розвиток гірничої справи і цілеспрямований пошук корисних копалин у XVIII столітті. Перші наукові уявлення щодо походження та зміни форм рельєфу земної поверхні пов'язані з вченням Ломоносова про те, що основні нерівності земної поверхні - гірські хребти - утворені внутрішніми силами Землі, а їх руйнування зумовлюють вода, вітер та інші чинники, що діють на її поверхні. Шотландський геолог Джеймс Хеттон висловив припущення щодо безперервної мінливості земної поверхні, відкладення продуктів руйнування форм рельєфу на дні моря, «внутрішньої спеки» Землі та її впливу на висотне положення земної поверхні. На формування геоморфологічних уявлень вплинули також праці європейських учених - Плейфера, Вернера, Кюв'є та інші. Вагомий внесок у розвиток геології та геоморфології у XIX столітті зробив британський геолог Чарльз Лайель. У книзі «Основи геології» він довів, що рельєф Землі сформувався у геологічному минулому не внаслідок гіпотетичних катастроф, а під дією поступових геологічних процесів, які тривають й понині. Чарльз Лайель - основоположник принципу актуалізму.

Упродовж XIX століття у багатьох країнах здійснювалися регіональні географічні та геологічні дослідження, внаслідок яких поступово сформувалися уявлення про найрізноманітніші закономірності, властиві навколишньому середовищу, накопичувалися знання щодо особливостей і загальних принципів функціонування земної поверхні, проводилися численні дослідження внутрішніх і зовнішніх чинників формування рельєфу Землі. Відомості про морфологію, походження, вік та динаміку форм рельєфу земної поверхні покладено в основу вчення Вільяма Дейвіса і Вальтера Пенка. Учення В. Дейвіса і В. Пенка є основними напрямками зарубіжної геоморфології. Праці сучасних вітчизняних і закордонних представників геоморфологічної науки або розвивають деякі ідеї цих учених, або містять критичні зауваження, проте завжди певною мірою ґрунтуються на їх ученнях. Так було сформовано наукові засади геоморфології, яка у другій половині XIX століття почала виокремлюватися з комплексних геолого-географічних (землезнавчих) досліджень як самостійна наука, предметом вивчення якої став рельєф. На початку XXI століття перед геоморфологією залишається завдання дослідження й опису океанічного рельєфу, антропогенних ландшафтів, застосування накопичених знань в планетології при дослідженні інших планет Сонячної системи.

У Європі дослідженнями рельєфу і загальними теоретичними питаннями його розвитку займалися Альбрехт Пенк, Едуард Брікнер (Брюкнер), Альфред Вегенер, Едуард Зюсс, Емманюель де Мартонн, Гюстав Еміль Ог, Ф. Ріхтгофен, Ганс Штілле.

Предмет вивчення - зовнішній вигляд рельєфу Земної поверхні (морфологія), його походження (генезис), вік та динаміка розвитку.

Геоморфологія за предметом досліджень поділяється на: 1) загальну (розглядає найбільш широкі питання будови та розвитку рельєфу), 2) регіональну (досліджує рельєф окремих ділянок земної поверхні), 3) галузеву (вивчає рельєф за певними показниками).

Галузі геоморфології: структурна геоморфологія; кліматична геоморфологія; палеогеоморфологія; динамічна геоморфологія; біогеоморфологія; антропогенна

геоморфологія; прикладна геоморфологія (розвідувальна, інженерна, урбогенна, агрогенна); екологічна геоморфологія.

Вивчення геоморфологічних теорій пов'язано з основними школами геоморфологічного аналізу.

Американська геоморфологічна школа. Головним у вченні американського геолога Вільяма Девіса є уявлення про розвиток рельєфу та його еволюцію. Певні особливості форм рельєфу, які виникають під час його розвитку, залежать як від характеру процесу, що формує рельєф, так і від геологічної структури. Під впливом відповідного процесу форми рельєфу проходять певні стадії розвитку, які загалом становлять цикл. Учення про ерозійні цикли побачило світ у 1899 році. Дейвіс та його послідовники розглядали еволюцію рельєфу в межах ерозійного, льодовикового, берегового, пустельного і карстового циклів. Крім того, Дейвіс приділяв велику увагу ерозійному циклові, або, як він його називав, циклу нормальної ерозії. Він розглядав розвиток ерозійного рельєфу в умовах тектонічного спокою, тобто за відсутності підняття або опускання земної кори. За вихідний (початковий) рельєф Дейвіс приймав вирівняну ділянку суходолу, підняту на значну висоту над рівнем моря. Під впливом ерозійної діяльності річок рельєф цієї ділянки змінюється, проходячи низку стадій: юності, зрілості, старіння та дряхлості. Рельєф наприкінці ерозійного циклу відрізняється від початкового досить кардинально, цикл розвитку завершується і в разі підняття пенеплену над рівнем моря може знову повторитися. Всі особливості земної поверхні, за В. Дейвісом, можна пояснити, застосовуючи аналіз «геоморфологічної тріади»: геологічна структура - екзогенний процес, який формує рельєф на її основі, - стадія розвитку цього процесу. Позитивним у вченні Дейвіса є те, що воно орієнтує на вивчення розвитку рельєфу. Проте розвиток рельєфу, представлений низкою ізольованих циклів, є досить схематичним. Важко знайти таку ділянку, поверхня якої б формувалася під впливом лише одного процесу. Зазвичай спостерігається поєднання різних геоморфологічних процесів, почасти діалектичних. Помилковим є також припущення, що земна поверхня впродовж циклу перебуває у стані спокою. Отже, багато стадій розвитку рельєфу, за В. Дейвісом, є суто абстрактними і в природі не існують.

Варто згадати також динамічну модель розвитку рельєфу земної поверхні, розроблену Л. Кінгом (1967). У будові та еволюції схилу вчений виокремлює чотири елементи - вершину, уступ, уламковий схил і педимент, кожний із яких розвивається диференційовано під впливом різних, але взаємопов'язаних між собою процесів. Головним механізмом вирівнювання рельєфу він вважав педиментацію, а суть його концепції можна записати так: епейрогенез - ерозія і педиментація - стадія. Концепція Кінга доволі гнучка й адаптована до аналізу реального рельєфу.

Німецька геоморфологічна школа. Вагомий внесок у розвиток геоморфології зробив німецький геоморфолог Вальтер Пенк, який поглибив учення В. Дейвіса, намагаючись використати вивчення рельєфу і корелятивних відкладів як засіб пізнання тектонічних рухів і деформації земної кори. На його думку, у процесах формування схилів і графічних схемах їх розвитку для різних варіантів динаміки тектонічних рухів містяться елементи теоретичних моделей, що стимулювали розвиток усіх геоморфологічних парадигм, насамперед морфодинамічної. Виходячи з того, що всю різноманітність форм земної поверхні становлять схили різних довжин, ухилів та форми, вчений вбачав головне завдання геоморфології у дослідженні схилів, з'ясуванні ролі внутрішньоземних і зовнішніх процесів у їх формуванні. Пенка насамперед цікавили внутрішньоземні, тектонічні процеси. На його думку, саме для з'ясування їх характеру потрібно вивчати рельєф. Таким чином, у розумінні Пенка геоморфологічний аналіз вивчення рельєфу відіграє роль одного з допоміжних геологічних методів тоді, коли потрібно з'ясувати особливості тектонічних рухів. Незважаючи на таке спрощене розуміння суті

геоморфології, праця Пенка «Морфологічний аналіз» (1924) становить значний інтерес завдяки всебічному і докладному опису процесів формування схилів.

Головну увагу Пенк приділяв зв'язкам денудаційних процесів з вертикальними рухами земної кори. Для вивчення тектонічних рухів він застосував аналіз форми схилових поверхонь. За В. Пенком, у разі швидкого та значного підняття, що супроводжується енергійним ерозійним поглибленням долин, схили мають набувати опуклого профілю. За повільнішого підняття і певної відповідності глибинної ерозії до інтенсивності денудації профіль схилів набуває майже прямого вигляду. У разі тривалого стаціонарного стану земної кори, коли ерозійне врзання досягло певної межі, а денудація схилів долин та відступ їхній спрямовані у бік вододілів, схили набувають увігнутого профілю. Якщо після такого формування схилів знову почнеться швидке підняття, то вони набудуть ступінчастого або опукло-увігнутого профілю. Уявлення Пенка щодо процесу пенепленізації (руйнування гірських країн та утворення на їх місці майже рівнини - пенеплену) відрізнялися від поглядів В. Дейвіса. На думку вченого, процес знищення межирічних висот розвивається у горизонтальному напрямі внаслідок розростання долин у ширину і руйнування межирічних плато з боків за порівняно малого зменшення їх висоти. Межиріччя починають швидко знижуватися лише після того, як схили сусідніх долин, рухаючись назустріч один одному, зіткнуться між собою. В. Пенк розглядав розвиток рельєфу в умовах одночасного впливу на земну поверхню ендо- та екзогенних чинників. Він запропонував поняття «висхідний» і «низхідний» розвиток рельєфу як наслідки превалюючого впливу ендо- або екзогенних процесів.

Тісно контактуючи з фундаментальними природничими науками (фізикою, математикою, хімією), геоморфологія широко користується і методами цих наук. Ще більше значення у геоморфологічних дослідженнях мають окремі методи, що лежать в основі наук геологічного комплексу (динамічної, історичної, інженерної геології, гідрогеології тощо) та наук, які вивчають зовнішні сфери географічної оболонки (метеорології, гідрології, ґрунтознавства та інших).

Методи геоморфологічних досліджень:

- Діалектичний метод пізнання навколишнього середовища. Методологічна основа всіх геолого-географічних наук, а серед них і геоморфології. Він ілюструється взаємним зв'язком природних явищ, взаємодією протилежних сил, стрибкоподібним характером розвитку тощо;
- Історичний метод (вивчає рельєф у послідовному розвитку).
- Генетичний метод (вивчає походження окремих форм і типів рельєфу).
- Порівняльно-описовий метод (виявляє різницю у прояві геоморфологічних процесів, вивчає основні фактори формування рельєфу),
- Математичні методи (забезпечують дослідників кількісною інформацією про рельєф - геометричні, кінематичні та інші).

У той же час навіть найширший набір методів згаданих наук не може задовольнити спеціальних потреб геоморфології. Виступаючи як самостійна наука, геоморфологія має свій власний об'єкт дослідження (рельєф), а отже, і базується на специфічних методах його аналізу.

В залежності від організації геоморфологічних робіт розрізняють:

- методи польових геоморфологічних досліджень (експедиційні), які спираються на маршрутні обстеження території і поєднуються з геоморфологічним картографуванням;
- методи стаціонарні, що передбачають тривалі спостереження за динамікою рельєфу на спеціально визначених стаціонарах, які організовують у межах характерних для даної території (ключових) ділянок;
- методи камеральні, які спрямовані на опрацювання польових матеріалів, їх узагальнення, моделювання рельєфу тощо.

За спрямуванням геоморфологічних досліджень виділяються дві великі групи методів:

- геолого-геоморфологічні (спрямовані головним чином на аналіз зв'язків будови поверхні з геологічною основою; за допомогою цих методів визначаються, наприклад, вік рельєфу, особливості його розвитку у минулому тощо);
- географо-геоморфологічні, пов'язані з вивченням інтенсивності геоморфологічних процесів, їх прогнозуванням на майбутнє тощо.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. Оцініть історичні аспекти розвитку геоморфології?
2. У чому полягає об'єкт дослідження геоморфології?
3. У чому полягає предмет дослідження геоморфології?
4. Які виділяють основні школи геоморфологічних досліджень?
5. У чому полягають особливості американської геоморфологічної школи?
6. У чому полягають особливості німецької геоморфологічної школи?
7. Оцініть основні геоморфологічні теорії?
8. Оцініть сучасний етап геоморфологічних досліджень?
9. Оцініть методи геоморфологічних досліджень в залежності від організації геоморфологічних робіт?
10. Які групи методів виділяють за спрямуванням геоморфології?

Тема 2. Роль ендегенної і екзогенної складової у розвитку рельєфу.

1. Ендегенні процеси та рельєф.
2. Магматизм. Рельєфоформуюча роль землетрусів.
3. Екзогенні процеси та рельєф.
4. Схили, схиліви процеси та рельєф схилів

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: ендегенні процеси, земна кора, тектонічні рухи, складчасті порушення, розривні порушення, неотектоніка, магматизм, вулканізм, землетруси, екзогенні процеси, вивітрювання, схиліви процеси.

Ендегенні процеси та рельєф. Рельєфоутворювальна роль тектонічних рухів земної кори. За переважним напрямком можна виділити 2 типи тектонічних рухів – вертикальні та горизонтальні, які можуть відбуватися як самостійно, так і у зв'язку між собою. Згідно з концепцією тектоніки літосферних плит висхідні потоки розігрітої речовини верхньої мантії приводять до утворення великих позитивних форм рельєфу (Східно-Тихоокеанське підняття). Далі в осьових частинах утворюються рифти - негативні грабеноподібні форми рельєфу, обумовлені розривними порушеннями. Надходження нових порцій мантійної речовини по тріщинах на дні рифтів визиває спредінг - роздвигання літосферних плит. Горизонтальне переміщення літосферних плит назустріч одна одній приводить до їх зіткнення, до підсування одних плит під інші (субдукція) або насування однієї на іншу (обдукція). Таким чином утворюються глибоководні жолоби та острівні дуги, які їх окаймляють (Японські острови, Японський жолоб), гірські споруди (Гімалаї, Анди).

Складчасті порушення та їх відбиття у рельєфі. Елементарними видами складок є антиклінали та синклінали, які знаходять пряме відображення в рельєфі або на їх місці формується інверсійний рельєф. Невеликі та відносно прості за будовою складки відображаються в рельєфі невисокими компактними хребтами. Більш великі та складні - антиклінорії та синклінорії – представлені великими гірськими хребтами і розділючими їх зниженнями. Ще більш великі підняття, які складаються з декількох антикліноріїв та синкліноріїв, називають мегантикліноріями, які утворюють мегаформи рельєфу, мають вигляд гірської країни. Складкоутворення найбільш повно проявляється в рухомих зонах

земної кори - геосинклінальних областях та звичайно супроводжується розривними порушеннями, інтрузивним та ефузивними магматизмом.

Розривні порушення та їх відбиття у рельєфі. Розривні порушення (диз'юнктивні) – це різні тектонічні порушення цілності гірських порід, яке часто супроводжується переміщенням розірваних частин геологічних тіл відносно один одного. Це тріщини, глибинні розломи (до верхньої мантії), понадглибинні розломи (доходять корінням в мантію). Розривні порушення знаходять відображення в рельєфі. При системі скидів (насувів) може утворюватися східчастий рельєф, якщо блоки зміщені в одному напрямку, або складний гірський рельєф, якщо блоки зміщені один відносно одного в різних напрямках (глибові гори). Розрізняють столові глибові та складчасті глибові гори. Перші виникають на ділянках не зім'ятих в складки. Другі виникають на місці розвитку давніх складчастих структур (Алтай, Тянь-Шань). Великі складчасті порушення часто поєднуються з розривними. Відокремлення антикліналей та синкліналей супроводжується утворенням обмежуючих розломів та утворенням горст-антикліналей або грабен-синкліналей.

Рельєфоутворююча роль неотектоніки. Головна роль в формуванні основних рис сучасного рельєфу ендегенного генезису належить новітнім тектонічним рухам, тобто тим, які мають місце в неоген-четвертинний час. Областям зі слабо вираженими вертикальними позитивними тектонічними рухами в рельєфі відповідають рівнини, плато та плоскогір'я з тонким чохлам четвертинних відкладів (Східно – Європейська платформа). Областям інтенсивних тектонічних заглиблень відповідають низинні рівнини з потужною товщею неоген-четвертинного віку: Прикаспійська низовина. Областям інтенсивних тектонічних рухів відповідають гори: Кавказ, Памір, Тянь-Шань. Таким чином рельєфоутворююча роль новітніх тектонічних рухів проявилася в деформації поверхонь, в утворенні позитивних та від'ємних форм рельєфу різного порядку. Відображення в сучасному рельєфі геологічних структур залежить від типу і характеру неотектонічних рухів, літології складаючи їх порід та конкретних фізико-географічних умов. Про проявлення неотектонічних рухів свідчить: 1. наявність морських та річкових терас, утворення яких не пов'язане з дією зміни клімату або інших причин; 2. деформації морських та річкових терас та давніх поверхонь денудаційного вирівнювання; 3. затоплені морські берегові форми та деякі підводні карстові джерела, положення яких не можна пояснити екстатичними коливаннями рівня Світового океану та іншими причинами; 4. антецендентні долини, які утворилися в результаті пропилювання річкою виникаючого на її шляху тектонічного підвищення, утвореного розривними порушеннями. Існують ще і непрямі ознаки: ділянки, які піддаються тектонічному підняттю, характеризуються зростанням щільності та глибини ерозійного розчленування в порівнянні зі стабільними або знижуючимися територіями. Крім новітніх тектонічних рухів, розрізняють сучасні рухи, які проявилися в історичний час та проявляються і зараз. Про їх існування свідчать історико-археологічні дані, а також дані повторних нівелірувань.

Магматизм та рельєфоутворення. Магматизм, як інтрузивний, так і ефузивний, відіграє важливу та різноманітну роль у рельєфоутворенні. Форми рельєфу, пов'язані з інтрузивним магматизмом, можуть бути результатом безпосереднього впливу магматичних тіл та наслідком препарування інтрузивних магматичних порід, більш стійких, ніж осадові. **Батоліти** приурочені до осьових частин антиклінаріїв. Вони утворюють великі позитивні форми рельєфу, поверхні яких ускладнена більш мілкими формами, які зобов'язані своїм виникненням дії тих чи інших екзогенних агентів в конкретних фізико-географічних умовах. **Лаколіти** зустрічаються поодинокі або групами і часто виражаються у рельєфі позитивними формами у вигляді куполів (гора Аю-Даг). Від лаколітів нерідко відходять жилоподібні відгалуження – апофізи. Вони пересікають вмшуючі породи в різних напрямках. На земній поверхні утворюють вузькі, вертикальні або круто падаючі тіла, які нагадують стіни, що руйнуються. **Пластові інтрузії** відображаються у рельєфі у вигляді сходів, аналогічних структурними сходам, що

утворюються в результаті вибіркової денудації в осадових породах. Чітке відображення у рельєфі знаходять утворення, пов'язані з діяльністю ефузивного магматизму, або вулканізму. В залежності від характеру вивідних отворів розрізняють виверження площинні, лінійні та центральні. Площинні виверження привели до утворення великих лавових плато.

На сьогодні основним видом *вулканічної діяльності* є центральний тип вивержень, при якому магма поступає з надр до поверхні до певних «точок», які звичайно розташовуються на пересіченні двох або декількох розломів. Над центром виверження піднімається акумулятивна форма - власне вулкан. У вулканічному процесі можна розрізнити 2 стадії - експлозивну, або вибухову, та еруптивну, або стадію викиду та накопичення вулканічних продуктів. В залежності від стадії, а також характеру накопичення продуктів виверження виділяють декілька морфогенетичних типів вулканів: маари, екструзивні купола, щитові вулкани, стратовулкани.

Маар - від'ємна форма рельєфу, зазвичай воронкоподібна або циліндрична, яка утворилася через вулканічний вибух. Це реліктові утворення. Розміри: впоперек 200 м – 3,5 км при глибині 60-400 м. *Екструзивні купола* - вулкани, що утворилися при поступанні на поверхню кислої лави, яка через швидке остигання та високу в'язкість не здатна розтікатися та давати лавові потоки. Вона нагромаджується над жерлом вулкану та приймає форму куполу з характерною концентричною структурою. *Щитові вулкани* утворюються при виверженні центрального типу в тих випадках, коли відбувається виверження рідкої та рухомої базальтової лави, яка здатна розтікатися на великі відстані від центру виверження. Накладаючись один на одного, потоки лави формують вулкан з відносно похилими схилами – 6-8°, рідко більше. Ісландія, Гавайї. *Стратовулкани* - в їх будові приймають участь як шари лав, так і шари пірокластичного матеріалу. Вони мають майже правильну конічну форму: Фудзіяма, Ключевська Сопка, Попокатепель.

Рельєфоутворююча роль землетрусів. Роль землетрусів виражається в утворенні тріщин, в зміщенні блоків земної кори по тріщинам в вертикальному та горизонтальному напрямках. Утворюються структури типу грабенів, виражених у рельєфі у вигляді від'ємних форм, можуть утворюватися специфічні позитивні форми, а також деформації типу складчастих порушень. Важливу роль відіграють процеси, які викликаються землетрусами та є їх супутниками: обвали, осипи, осуви, а в сильно зволжених породах – зсуви та опливини. Часто при землетрусах на крутих схилах гір приходить у рух весь накопичений на них рихлий матеріал, який формує у підніжжя потужні осипані шлейфи. Рихлий матеріал, який накопився у підніжжя схилів гір, в долинах річок та тимчасових водотоках – джерело для виникнення селів. Під дією моретрясінь переміщуються величезні маси рихлих насичених водою донних відкладів. Вони утворюють цунамі, які місцями суттєво впливають на морфологію морських узбереж. Високою сейсмічною активністю характеризується середземноморський пояс складчастих споруд від Гібралтару до Малайського архіпелагу та периферичної частини Тихого океану, а також серединно-океанічні хребти, область Східно – Африканських системи розломів. Землетруси приурочені приблизно до тих же областей, в яких зосереджена більша частина діючих та згаслих вулканів.

Екзогенні процеси та рельєф. *Екзогенними* процесами (від грецьк. – “зовні” та “походження”) називають процеси, що протікають внаслідок взаємодії кам'яної оболонки (літосфери) із зовнішніми оболонками (атмосферою, гідросферою, біосферою). Енергетичною базою цих процесів, на відміну від *ендогенних*, є тепла енергія Сонця, а не внутрішня енергія Землі. Загалом діяльність екзогенних процесів спрямована на вирівнювання (нівелювання) нерівностей поверхні, створених діяльністю внутрішніх сил: руйнування додатних форм рельєфу (піднять, виступів) і заповнення осадовим матеріалом від'ємних форм рельєфу (западин, улоговин і т.д.). *Принциповими особливостями цих процесів є:* 1) широтна поясність та висотна зональність (у різних кліматичних зонах виникають різні комплекси рельєфу); 2) висока швидкість рельєфоутворення – якщо для

формування ендегенних форм рельєфу (за виключенням сейсмічних та вулканічних) потрібно досить довгий період (тисячі чи десятки тисяч років), то прояв екзогенних форм помітний вже через кілька років (наприклад, яро-балкова ерозія).

Специфіка геоморфологічної діяльності екзогенних форм рельєфу полягає у постійній послідовній взаємодії трьох основних етапів роботи: **руйнування раніше створених форм рельєфу** (денудація, ерозія) – **перенесення** (транспортування) зруйнованого матеріалу – **перенесення нагромаджених уламків** (аккумуляція) і зрештою, утворення нових відкладів, які з плином часу, під дією природного ущільнення, дії температури, тиску, хімічних реакцій, перетворюються на осадові (щебінь, пісок) чи метаморфічні (піщаник) породи. Екзогенні процеси поділяються за генетичним принципом на: **еолові** процеси (геологічна діяльність вітру); **флювіальні** (діяльність площинного змиву, тимчасових та постійних водотоків); **карстові** та **суфозійні** (діяльність підземних вод); **гляціальні** (геологічна діяльність давніх та сучасних льодовиків); **кріогенні** (в умовах багаторічної мерзлоти); **берегові форми рельєфу**, створені внаслідок геологічної роботи морів, океану, озер; **схилові** процеси і т.д. Окреме місце займає зміна рельєфу під впливом життєдіяльності різноманітних організмів (**органогенний** рельєф) та під впливом виробничої діяльності людини (**антропогенний** рельєф), а також внаслідок впливу різноманітних космічних факторів (падіння метеоритів і т.д.). Проте прояв практично усіх екзогенних процесів починається із **вивітрювання**.

Вивітрювання та рельєфоутворення. Сукупність процесів руйнування та хімічного змінення гірських порід в умовах земної поверхні або поблизу неї під дією атмосфери, води та організмів називається вивітрюванням. Воно є початковим етапом кожного екзогенного процесу. Сукупність остаточних (незмішених) продуктів вивітрювання називають **корою вивітрювання**: уламкова (хімічно незмінені уламки гірських порід); гідролудиста (слабко хімічно змінені корінні гірські породи, але уже вміщуючі глинисті мінерали – гідролуди); монтморілонітова (глибокі хімічні зміни первинних мінералів); каолінітова; червоноземна; латеритна.

Вивітрювання не утворює яких-небудь специфічних форм рельєфу, але готує матеріал, який є доступним для переміщення іншими екзогенними агентами. Залежно від переважання тих чи інших факторів руйнування виділяють **фізичне, хімічне та органогенне** вивітрювання.

Фізичне вивітрювання – це руйнування гірської породи на уламки різних розмірів без зміни їх хімічного складу. При цьому розрізняють вивітрювання **температурне** й **механічне**. **Температурне** вивітрювання проявляється під дією різких змін температури (без участі зовнішніх механічних чинників). Особливе значення при цьому мають фізичні властивості породи (мінералогічний склад, структура, текстура, тріщинуватість) та інтенсивність температурних коливань (амплітуда й період коливань). **Механічне** вивітрювання полягає у руйнуванні породи механічною дією води, що замерзає у її тріщинах і порах (так зване “**морозне вивітрювання**”), кристалізацією солей і т.д. Внаслідок прояву процесів фізичного вивітрювання компактні гірські породи розпадаються на різноманітної форми та розмірів уламки, із яких утворюються уламкові осадові породи (щебінь, галька, жорства і т.д.). Процеси фізичного вивітрювання проявляються практично скрізь, але найвища інтенсивність їх прояву в областях із значними контрастами температур, значною сухістю повітря, відсутністю постійного рослинного покриву, що характерно для пустель, приполярних територій, крутосхилів гір. В Україні такі процеси проявляються у найвищій частині Карпат (масив Чорногора).

Хімічне вивітрювання відбувається під впливом води і розчинених у ній кислот і газів. Воно проявляється у різних формах (**розчинення, оксидація, гідратація, гідроліз** і т.д.) і призводить до зміни хімічного складу мінеральної речовини, а отже – до руйнування корінної породи й утворення нового типу відкладів. Тому процеси хімічного вивітрювання, що характеризуються максимальним подрібненням материнських порід (утворенням пісків, супісків, суглинків, глин), проявляються в основному в областях із

гумідним (достатньо вологим) кліматом, у т.ч. в поліській та лісостеповій частинах України.

Органогенне вивітрювання – це руйнування гірських порід за участю живих організмів, яке проявляється у двох формах – **фізичній** (діяльність землеріїв, механічне руйнування порід корінням рослин тощо) і **хімічній** (виділення живими організмами продуктів життєдіяльності, амінокислот, засвоєння окремих елементів і т.д.).

Рельєфоутворююча роль процесів вивітрювання полягає як у створенні окремих морфоскульптурних форм земної поверхні (*кам'яні стовпи*, “*кам'яний ліс*”, “*бруківка велетнів*”), так і формуванні особливого типу континентальних відкладів – *елювію* (кори вивітрювання). Основною властивістю кори вивітрювання є *стаціонарність*, тобто нагромадження на місці руйнування породи. Потужність елювію варіює в широких межах: від 0 (на ділянках, де продукти вивітрювання зносяться тими чи іншими зовнішніми агентами – водою, вітром, силами гравітації) до 100 м (в екваторіальній зоні). В межах кори вивітрювання можна помітити послідовне чергування наступних горизонтів (від поверхні): *зона повного подрібнення порід, товща щебеню, брилова зона, тріщинна зона*.

Схили, схиліві процеси та рельєф схилів. *Схил* – це поверхня, на якій в переміщенні речовини визначну роль відіграє складова сили тяжіння, яка орієнтована вниз по схилу. Процеси, які відбуваються на схилах, ведуть до видалення, переміщення, а при сприятливих умовах – до накопичення продуктів вивітрювання, тобто до утворення як випрацьованих, так і акумулятивних форм рельєфу. За крутизною схили ділять на: дуже круті ($> 35^\circ$), круті ($15-35^\circ$), схили середньої крутизни ($8-15^\circ$), похилі ($4-8^\circ$), дуже похилі ($2-4^\circ$). За довжиною – на довгі (> 500 м), схили середньої довжини (50-500 м), короткі (< 50 м). Довжиною визначається кількість вологи, яка попадає на схили. За формою: прямі, опуклі, увігнуті, східчасті. Форма свідчить про процеси, які відбуваються на схилах. Схили можуть поділятися на схили ендегенного та екзогенного походження.

Науковці виділяють такі види схилів:

1. Обвальні схили. Обвалом називається процес відриву від основної маси гірських порід великих глиб та наступного їх переміщення вниз по схилу. Морфологічним результатом обвалів є утворення стінок відриву та ніш у верхніх частинах схилів та накопичення продуктів руйнування біля їх підніжжя. Утворенню обвалу передують виникнення тріщин, по яким відбувається відрив.

2. Осипні схили. Утворення осипу пов'язане з фізичним вивітрюванням на схилах, які складені мергелями або глинистими сланцями. В осипу розрізняють осипний схил, осипний лоток та конус осипу. У підніжжя формуються колюв'яльні відклади, які відрізняються поганою відсортованістю матеріалу.

3. Зсувні схили. При зсуванні відбувається переміщення монолітних блоків порід. Зсув відбувається у випадку, коли водопроникні породи підстиляються горизонтально водотривких порід, частіше за все глин, які служать поверхнею ковзання. Виникають зсуви на крутих схилах, ухил яких дорівнює або більше 15° .

4. Соліфлюкційні схили. На територіях з сезонним промерзанням поверхневого ґрунту та в областях з багатовіковою мерзлотою розповсюдженим типом силових процесів є соліфлюкція, яка відбувається в діючому шарі – шарі сезонного промерзання та відтаювання. Наявність на деякій глибині водопору обумовлює сильне зволоження шару, що протаяв, або його нижньої частини за рахунок льоду, який міститься в ньому, та фільтрації вологи зверху. Через це ґрунт набуває рідко-текучу консистенцію, яка здатна текти тонким шаром. Соліфлюкційна течія ґрунту відбувається на схилах різної крутизни.

5. Дефлюкційні схили. Дефлюкція – пластичний рух у вигляді повільного видавлювання слабо зволених ґрунтових мас під ґрунтово-рослинним покривом. Спостерігається переважно в областях гумідного клімату.

6. Делювіальні схили – схили, на яких переміщення матеріалу вниз по схилу відбувається через стік дощових або талих вод у вигляді тонких переплітаючихся

струминок, густою сіткою покриваючих всю поверхню схилів. У підніжжя схилів формується особливий тип континентальних відкладів – делювій.

Схиліві процеси ведуть до виположення схилів, до згладжування рельєфу, до плавних переходів від одних форм рельєфу до інших. Відбувається ви положення ендегенних або екзогенних схилів агентами силової денудації, що приводить до «з'їдання» міжрічкових (водо роздільних) просторів та формуванню на місці розчленованої ділянки невисокої хвилястої рівнини – пенеplену (відбувається вирівнювання зверху). Розвиток схилів та утворення денудаційних вирівняних поверхонь може відбуватися і шляхом відступання схилів паралельно самим собі. Це називається педиplенізація, а сформована денудаційна рівнина – педиplеном.

Найпростіша форма педиplенізації – утворення педимента – пологопохиленої площадки (3-5°), яка формується в корінних породах у підніжжя відступаючого схилу. На кожний даний момент від ступання схилу його підніжжя захищено шлейфом відкладів; на кожний даний момент залишається все менша частина схилу, яка може відступати паралельно сама собі. Поступово видаляється і матеріал шлейфу. Поверхня корінних порід у підніжжя відступаючого схилу поступово оголюється. Так виникає похила вирівняна поверхня, яка прилягає до підніжжя схилу, – педимент. Утворення педиментів, педиplенів та пенеplенів є можливим тільки в умовах низхідного розвитку рельєфу, тобто в умовах переважання екзогенних процесів над ендегенними. При цьому відбувається загальне зменшення відносних висот та виположення схилів.

При неодноразовій зміні етапів низхідного та висхідного розвитку рельєфу у гірських країнах утворюється ряд денудаційних рівнів, які розташовуються у вигляді сходів або ярусів на різних висотах. Це поверхні вирівнювання. Кожна по окремоті поверхня вирівнювання може бути не тільки піднятою, але і деформованою через складчасті або розривні тектонічні порушення.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає взаємозв'язок ендегенних процесів і рельєфоутворюючих чинників ?
2. У чому взаємозв'язок магматизму та рельєфоутворення?
3. У чому полягає рельєфоутворююча роль землетрусів?
4. У чому полягає взаємозв'язок екзогенних процесів і рельєфоутворюючих чинників ?
5. У чому полягає взаємозв'язок вивітрювання та рельєфоутворення?
6. У чому полягає взаємозв'язок схилівих процеси та рельєфу схилів?
7. Охарактеризуйте основні види схилів?
8. Чим відрізняють схили за умовами утворення?
9. У чому полягають процеси утворення педимента?
10. У чому полягають процеси утворення педиplенів?

Тема 3. Гляціальна геоморфологія, історія досліджень.

1. Історією досліджень льодовиків.
2. Поняття кліматичної снігової лінії та хіоносфери.
3. Схеми класифікацій типів льодовиків, їхніх відкладів та створюваних ними форм рельєфу.
4. Сучасні напрямки анти гляціалізму.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: гляціальний процес, льодовик, види льодовиків, льодовиковий рельєф, снігова лінія, хіоносфера

Як і більшість екзогенних процесів, **гляціальний процес** містить три фази своєї рельєфоутворюючої діяльності: руйнування гірських порід-екзарація (руйнування гірських порід механічним впливом льодовика на земну поверхню, унаслідок чого від буквально виорює довгасті зниження різних розмірів), їхнє транспортування та нагромадження. **Льодовиковий рельєф** - форми земної поверхні, які утворюються внаслідок діяльності покривних і гірських льодовиків у сукупності з талими льодовиковими водами. Розрізняють: екзараційні форми, утворені в корінних породах («баранячі лоби», «кучеряві скелі»; на рівнинах, трого, карри, ригелі; в горах, льодовиково-аккумулятивні (моренні рівнини, горби, гряди), флювіогляціальні (зандрові рівнини, флювіогляційні тераси). Форм льодовикового рельєфу багато, такий рельєф – невід'ємна частина кріосфери, хоч вона і не є фактично кріосферою, бо це наслідок діяльності льодовика. Наведено кілька льодовикових форм рельєфу.

Ками – пагорби та гряди, утворені аккумуляційною діяльністю потоків, що циркулювали на поверхні та всередині великих льодових утворень у період деградації льодовика. **Зандри** – простори, що складені пісками та примикають до краю льодовика. Це пласкі конуси виносу підльодовикових потоків. **Друмліни** – форми аккумуляційної діяльності льодовиків, витягнуті у напрямку руху льодовика пагорби. Зустрічаються переважно на рівнинах та у передгірських районах. **Байджераци** – бугри округлої форми, що виникають внаслідок танення з льоду уламкового матеріалу. **Ози** – довгі та вузькі, у висоті до кількох десятків метрів вали, що являють собою відкладення потоків талих вод, стікаючих по долинам та тунелям у тілі льодовика. **Трог** – це долина гірської річки, яку займав льодовик. Дно такої річки широке, схили – круті. На певній висоті схили мають пологу площадку (плече трога). **Морена** – сукупність уламкового матеріалу, який переносить льодовик. Розрізняють рухомі та відкладені морени. Відкладені морени утворюються після відступу льодовика за рахунок рухомих морен (що утворювалися під час існування льодовика). Отже, очевидним є різноманіття льодовикових форм, що є наслідком роботи льодовиків (аккумуляційної або денудаційної). Такий обсяг рельєфу надає привід замислитися над силою кріосфери та її значенням.

У процесі свого зародження, розвитку та динаміки **гірські льодовики** значно впливають на початковий рельєф гірських систем. Початковим етапом формування гірського льодовика є сніжник - сніг, що накопичився на пониженій ділянці схилу дещо вище снігової лінії і не встиг розтанути впродовж літа. Наступного року накопичується нова порція снігу, з часом сніг ущільнюється, перетворюючись у фірн, а потім - у лід. Найчастіше сніжники з'являються на схилах північної орієнтації (у північній півкулі), де надходження сонячної радіації мінімальне. Породи ложа такого зародкового льодовика починають руйнуватися за рахунок морозного вивітрювання (нівації), а продукти вивітрювання виносяться з ложа льодовика з талими водами. Внаслідок цього ложе поглиблюється, задня та бічні стінки відступають, стають крутішими. Утворюється чахоподібна улоговина з уривчастими, нерідко вертикальними стінками - **кар**. Відповідно, льодовик, що займає таку улоговину, називається каровим льодовиком. У ході подальшого розростання стінки кара продовжують відступати, площа його збільшується, міжкаркові перегородки набувають вираженого скелястого характеру з утворенням окремих піків - карлінгів, створюючи характерний рельєф гірських областей, де присутнє зледеніння. Такий гірський рельєф називається альпійським. Обриси гір, де діяльність льодовиків була відсутньою, завжди м'якші. Нерідко сусідні карри зливаються, утворюючи льодовикові цирку. У разі повного руйнування міжциркових та міжкаркових хребтів утворюються практично рівнинні області - еквіплени, що є гірськими гляціальними аналогами педипленів. Сукупність нивальних та гравітаційних процесів викликають також формування альтипланів - нагірних терас, а також обмежують абсолютну висоту гірських систем. Дане обмеження носить назву верхнього геоморфологічного денудаційного рівня.

Як правило, положення снігової лінії з часом змінюється. Це призводить до ускладнення системи карів: при збільшенні її висоти розташовані вище кари, як правило, молодші й зайняті льодовиковими масами, нижчі кари вільні від льодовиків і частково перетворені флювіальними, гравітаційними процесами тощо. Частина льодовика, що знаходиться вище снігової лінії, накопичує снігову та льодову масу. Це область акумуляції (живлення) льодовика. Оскільки надходження снігу відбувається не тільки за рахунок атмосферних опадів, але й шляхом сходження лавин, поверхня **карового льодовика** приймає увігнуту форму. Проте під власною вагою лід починає витіснятися з карів та цирків і рухатись вниз певним зниженням рельєфу - річковою долиною, тектонічною ущелиною тощо, перетворюючись у долинний льодовик. При цьому нижня частина льодовика опиняється в області, де процеси таяння льоду домінує над надходженням снігу з опадів. Це область абляції. Область абляції характеризується випуклою поверхнею, так як танення льоду відбувається швидше по краях льодовика в місцях контакту його з оточуючими гірськими породами. Таким чином, за малюнком горизонталей поверхні льодовика можна чітко розмежувати області живлення та абляції, а межа їх розділу співпадає із проходженням снігової лінії у даній місцевості.

Під час свого руху льодовик розширює та поглиблює гірську долину завдяки механічній дії льоду - **екзарації**. Такі долини набувають коритоподібної форми і отримали назву "**троги**". У поперечному профілі трогів виділяють плечі трогів - своєрідні слабконахилені тераси, які відділені бороздою згладжування від вищележачих схилів, необроблених льодовиком. Окрім поперечного профілю, для трогових долин властивий ще ряд рис, що відрізняють їх від флювіальних форм: значна спрямленість, відполірованість та згладженість днища і нижніх частин схилів (так звані "баранячі лоби"), нерівномірність крутизни повздовжнього профілю. У ложі трогової долини часто відмічаються поперечні скелясті пороги - **рігелі**, що формуються внаслідок неоднорідної будови порід ложа долини. Менші трогові долини часто впадають у більші, при цьому бокові долини здебільшого є висячими, внаслідок інтенсивнішого врізання в породу основного, масивного льодовика.

У зоні **абляції** льодовик виконує також роботу із акумуляції захоплених ним терагенних частинок, що призводить до утворення льодовикових відкладів - різних типів **морен**. Терагенні частинки являють собою уламковий матеріал - продукт руйнування карових стінок, що потрапляє на поверхню льодовика і захоплюється ним. Внаслідок стікання льоду із кара в трогову долину на їх межі у масі льодовика утворюється тріщина - бергшруд, до якої у внутрішню частину льодовика надходить значна частина уламкового матеріалу. Так формуються донна й внутрішня морени. Руйнуючи краї трогової долини, льодовик також захоплює уламковий матеріал. При злитті двох льодовиків частина матеріалу опиняється посередині нового льодовика - утворюються бічні та серединна морени. Нарешті, переднім краєм льодовик також виорює частинки породи. Усі види морени відкладаються на поверхні днища льодовикової долини у процесі танення льодовика. Перед фронтом танучого льодовика відкладаються також бічна та серединна морени, утворюючи кінцеву морену - **гряди**, що своїми контурами повторює обриси краю льодовика. Ряд кінцевих морен відображає серію послідовних відступань льодовика. Під шаром льоду також відбувається випадіння часточок на поверхню долини, і при відступанні льодовика тут формується западинно-пагорбкуватий рельєф. Якщо ж після відступання льодовик знову насувається, своїм переднім краєм він зминає попередню відкладену кінцеву морену, переносючи її вниз долиною, формуючи таким чином гляціодислокації. Перед грядами кінцевої морени накопичуються талі льодовикові води, утворюються озера. В разі прориву водами таких озер моренних гряд можуть утворюватися селеві потоки

Арктичні льоди найбільш чутливі до змін клімату, бо цей регіон залежить від тепла та вологи з інших регіонів планети (більш теплих). Тож, підвищення температури у цих регіонах призведе до ще більшого підвищення температури Арктики. За даними

спостережень температура повітря у Арктиці збільшувалася майже вдвічі швидше, ніж у інших регіонах. Це викликано так званою оберненим зворотнім зв'язком: танення льоду у Арктиці зменшує відбивну здатність (чим менше площа льодовиків – тим менше альbedo), як наслідок – територія отримує більше сонячної радіації, що веде до ще швидшого зростання температур. Глобальні зміни клімату проявляються у зменшенні площі льодового покриву (переважно, морського). До природних циклічних процесів додається людський фактор, що прискорює і підсилює зміни клімату. Дані спостережень підтверджують серйозне зменшення площі зледеніння – за останні 30 років на 15-20%. Логічним наслідком танення льоду є підвищення рівня океану. За останні 100 років він зріс на 17 см, а може зрости ще на 20-50 см. до кінця XXI століття.

Гірські льодовики є доволі точним індикатором змін клімату, вони реагують на зміни, збільшуючи або зменшуючи свою масу. І спостереження за динамікою льодовиків змушують замислитися. Льодовики Гімалаїв відступають на 10-15 метрів за рік. У Перу за останні 30 років зареєстровано зменшення площі льодовиків на 20-30%. Льодовик Кіліманджаро у період з 1912 по 2003 рр. зменшився на 80%. Вплив змін клімату на багатолітню (вічну) мерзлоту проявляється у зростанні шару сезонного відтаювання. Цей шар являє собою верхню частину усієї багатолітньої мерзлоти, яка весною та літом прогривається та тоне на невелику глибину, а осінню та зимою знову замерзає.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають історичні аспекти дослідження льодовиків ?
2. Кліматична снігова лінія та хіоносфера ?
3. Форми льодовикового рельєфу?
4. Формування гірських льодовиків?
5. Вплив змін клімату на кріосферу?
6. У чому полягають особливості арктичних льодовиків?
7. У чому полягають особливості гірських льодовиків?
8. У чому проявляється взаємозв'язок глобальної зміни клімату на льодовиків?

Тема 4. Мерзлотознавство, історія досліджень.

1. Фізико-географічні особливості зон вічної мерзлоти та перигляціальної зони плейстоценових зледенінь.
2. Сучасні уявлення про еволюцію перигляціальної зони у плейстоцені.
3. Проблеми походження лесів та лесоподібних порід, їхні властивості та відмінності.
4. Історія досліджень лесово-грунтової серії України та суміжних територій.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: зона вічної мерзлоти, мерзлотознавство, геокріологія, загальне мерзлотознавство, інженерне мерзлотознавство, агробіологічне мерзлотознавство, лес, лесоподібні породи, методи мерзлотознавства.

У кінці 20-х років Вернадський виділив кріосферу Землі, тобто сферу льоду і холоду в межах планети. Вернадський, Добровольський і Колосков класифікували об'єкти кріосфери залежно від місця їх існування в атмосфері, гідросфері, на поверхні Землі й у літосфері і виділили кріоатмосферу, кріогідросферу, кріогляціосферу, кріолітосферу.

Термін **мерзлотознавство** запропонував Пархоменко, а **геокріології** - Швецов. Нині ці слова - синоніми. мерзлотоведення підрозділяється на загальне мерзлотознавство, інженерне мерзлотознавство і агробіологічне мерзлотознавство. **Загальне мерзлотознавство** вивчає гірські породи, що знаходяться в мерзломому стані; криогенні процеси та явища в гірських породах, пов'язані із замерзанням і відтаванням або із зміною температур. Основним завданням є вивчення мерзлих, промерзаючих і відтаюючих гірських порід, ґрунтів, закономірності їх формування, поширення та розвитку. При цьому

вивчається походження, будова, склад і властивості мерзлих гірських порід. Загальне мерзлотознавство розвивається на стику геологічних, геофізичних і географічних наук і, крім того пов'язане з фізикою, фізикохімією і хімією. **Інженерне мерзлотознавство** вивчає поведінку і властивості мерзлих порід, використовуваних як об'єкта господарської діяльності. Інженерне мерзлотознавство спирається в першу чергу на загальне мерзлотознавство. **Агробіологічне мерзлотознавство** вивчає мерзлі гірські породи і ґрунти як об'єкт сільського і лісового господарства та пов'язано в першу чергу із загальним мерзлотознавством, а також з ґрунтознавством, кліматологією, геоботанікою, Агробіологія, лісовпорядкування, екологією та іншими науками біолого- ґрунтового і географічного напрямів.

Засновником мерзлотознавства є М. І. Сумгін. Він визнавав негативну температуру більш спільною та істотною ознакою у мерзлій породи і запропонував таке визначення: «мерзлими породами, ґрунтами називаються такі породи, температура яких нижче 0С незалежно про стану та вмісту в них води». Температура, рівна 0С, при якій гірська порода може бути і мерзлою і талою, є перехідною температурою. Проте перехід води в кристалічний стан при промерзанні порід істотно змінює їх фізико-механічні, електричні, теплові, фільтраційні властивості, вельми важливі в практичному відношенні. По цих міркуваннях Н.І. Толстихін і Н.А. Цитовіч запропонували наступне визначення мерзлих порід: «мерзлими породами, ґрунтами називаються породи, ґрунти, що мають негативну або нульову температуру, в яких хоча б частина води перейшла у кристалічний стан». Це визначення мерзлої породи приймається в даний час більшістю мерзлотознавців.

П.Ф. Швецов запропонував породи, ґрунти, що мають негативну температуру, але без вмісту льоду, називати морозними. Вказуючи на відмінність між талими і непромерзаючими породами, він пропонує перші з них називати талими, а другі - немерзлими. Також Швецов запропонував замість мерзлоти термін **кріолітозона** (область поширення мерзлих ґрунтів). Якщо вважати лід мономінеральною мерзлою гірською породою, то предметом мерзлотознавства, в широкому сенсі, є вивчення розвитку льоду у взаємодії із середовищем.

Методи мерзлотознавства. Вивчаючи мерзлі породи у їх розвитку, мерзлотознавство користується взагалі методами геологічних, географічних, геофізичних, фізико-математичних та інших природничих наук залежно від того, які приватні явища, процеси, властивості або питання досліджуються. Метод ландшафтного районування. Цей метод дозволяє вивчити територію повністю в певному масштабі. Метод аналізу закономірностей формування температурного режиму ґрунтів. Метод аналізу кріогенної будови мерзлих товщ.

Лесові породи на території України займають 74,8%. Це осадові породи. Походження їх до кінця ще не встановлено. Вони покривають усі межиріччя, а також прадавні тераси в лісостеповій і степовій зонах України. У складі цих порід розрізняють леси та лесовидні відклади. **Леси** – пухкі, пилювато-суглинкові або пилювато-глинисті породи палевого, світло-палевого, палево-жовтого або каштаново-бурого кольору. Найлегший гранулометричний склад лесів на Поліссі і приполіській частині Лісостепу. На південь і схід він стає важчим. Найбільш важкий склад лесів у степовій частині Криму та на Приазовській височині. Потужність лесів змінюється від 1-2 до 25-30 м, причому вона більша на плоско рівнинних і менша – на підвищених елементах рельєфу. Леси, як правило, підстилаються переважно пісками, карбонатними породами та глинами. Вони характеризуються високою пористістю (45-50%), карбонатністю (10-15%), у зоні Степу мають у своєму складі гіпс та легкорозчинні солі.

Лесові породи відносяться до ґрунтів специфічного складу та стану, як при підвищенні вологості та підтопленні територій поверхневими чи підземними водами різко ущільнюються, провокуючи значне просідання ґрунтів в основі фундаментів інженерних споруд, що може призвести до їх деформації або повного руйнування. Природа лесових ґрунтів залежить від геологічної будови території, літологічного складу корінних порід,

морфологічного стану поверхні, географічного положення та кліматичних умов. Лесові ґрунти являються вторинними, їх формування залежить від сукупності денудаційних процесів, характерних для конкретної території. Серед лесових порід слід виділити чисті леси, лесовидні та лесоподібні ґрунти. Найбільш поширеними гіпотезами формування лесових ґрунтів є водно-льодовикова, еолова, делювіально-пролювіальна та елювіально-делювіальна. Лесові ґрунти характеризуються потужністю, що не перевищує 3-5 м, відзначаються макропористістю, що сформувалась за рахунок вилужування легкорозчинних солей та суфозії – виносу та перевідкладення вивітрілих частинок корінної породи. Лесові ґрунти, що утворилися за рахунок переносу ґрунтових частинок вітровими потоками та тимчасовими водотоками, формуються в безводному середовищі. А тому не встигають ущільнитися та відзначаються ефектом просіяного борошна – окремі частинки не мають структурних зв'язків, а в водному середовищі пере структуруються і ущільнюються, що і обумовлює просідання лесових ґрунтів в основі фундаментів інженерних споруд, як від власного тиску ґрунтів, так і додаткового навантаження від інженерних споруд. Кількісним показником просідання є величина відносного просідання і початкове навантаження просідання. Що дають можливість розрахувати сумарне просідання та всю потужність лесової товщі і визначити тип просідання (I тип при сумарному просіданні до 5 см, II тип – більше 5 см.).

Лесові ґрунти можуть витримувати досить високе навантаження до 0,20-0,25 МПа, але вважаючи на низьку щільність при водонасиченні можуть різко і нерівномірно ущільнюватись. При цьому виникає нерівномірне просідання ґрунтів, що в свою чергу може привести до деформації, а, можливо, і повного руйнування інженерних споруд.

Подальше вивчення розповсюдження, природи та фізико-механічних властивостей лесових ґрунтів, їх погіршення за рахунок зміни гідрогеологічного режиму дасть змогу запровадити моніторинг стану геоекологічних умов на територіях розповсюдження лесових ґрунтів, розробити комплекс конструктивних водозахисних та технічних меліоративних заходів для надійного будівництва та експлуатації інженерних споруд, а також обґрунтування реструктуризації навколишнього середовища.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості зон вічної мерзлоти?
2. Охарактеризуйте основну теорію мерзлотознавства?
3. Охарактеризуйте основні види мерзлотознавства?
4. Еволюція перигляціальної зони у плейстоцені ?
5. Походження лесів та лесоподібних порід?
6. Якою є роль в рельєфі лесових ґрунтів?
7. У чому полягають фізико-механічні властивості лесів?
8. Опишіть методи мерзлотознавства ?

Тема 5. Карст, історія його вивчення.

1. Поняття карсту, суфозії, псевдо- і термокарсту.
2. Регіональні особливості проявів карстових процесів, головних типів карсту, їх класифікацій.
3. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм, що пов'язані з ним.
4. Поняття антропогенно-обумовленого карсту та його проявів у Західній Україні.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові слова: карст, фази карстування, поверхневі карстові форми, підземні карстові форми, геологічні умови розвитку карсту, географічні умови розвитку карсту, антропогенні фактори карстоутворення.

Слово «*карст*» спочатку позначала географічна назва місцевості - північну частину від Юлійських Альп до витоків річки Уни. Тут розташовано плато Карст. У Словенії явища називають «*крас*», що в перекладі означає камінь або скелю. Існуючі численні визначення карсту відображають три підходи до цього складного природного феномену. **Географи і геоморфологи** розглядають карст як геоморфологічне явище, звертаючи особливу увагу на вивчення карстових форм. **Геологи** бачать у ньому полігенетичний процес. **Гідрогеологи та інженери-геологи** розуміють карст як єдність або сукупність процесу та явища. М. Ломоносов писав у своїх роботах про походження натічних печерних утворень, крапельників типу сталактитів і сталагмітів. Він показав тісний взаємозв'язок між процесами вилуговування гірських порід і карстового літогенезу.

Найбільш істотна відмінність карбонатного карсту від інших літологічних типів полягає в особливому ході процесу розчинення карбонатних порід. Карбонатні породи практично розчинні лише в воді, що містить вільну вуглекислоту або ж інші мінеральні та органічні кислоти. Крім цього розчинність карбонатних порід може підвищуватися, якщо у воді містяться деякі солі, наприклад NaCl. **У першій фазі** вапняк розширюється у воді безпосередньо, без жодної участі міститься у воді вуглекислоти. **У другій фазі** H^+ - іон вугільної кислоти асоціює з CO_3 -іоном першої фази. **У третій фазі** у вугільну кислоту та її іони перетворюється фізично розчинений у воді CO_2 . Це початок ланцюгової реакції, кінцевим підсумком якої буде подальше розчинення вапняку. Загальна кількість вапняку, розчиненого в другу і третю фази, визначається початковим вмістом CO_2 у воді. Швидкість реакції та обміну речовини в третій фазі висока. Вона збільшується з підвищенням температури. При підвищенні температури на $10^\circ C$ швидкість реакції приблизно подвоюється. **Четверта фаза** практично починається після завершення трьох попередніх і до кінця контролює хід подальшого розчинення вапняку. CO_2 повітря, яка на початку четвертої фази знаходиться в максимумі нерівноваги з CO_2 у воді, поступово в неї дифундує. Численні умови рівноваги, визначають хід процесів в четвертій фазі. Вапняк може розчинитися лише до тих пір, поки не наступить рівновага між CO_2 в повітрі і в насиченому розчині бікарбонату кальцію. Швидкість розчинення вапняку лімітується швидкістю дифузії, яка дуже мала. Тому потрібно багато часу, щоб була досягнута гранична концентрація CO_2 . При підвищенні температури спостерігається значне прискорення дифузії і рівновага досягається раніше. Висока швидкість процесів в трьох перших фазах визначає їх швидку дію на вапняк. Тому навіть на дуже крутих схилах з оголеного вапняку під дією швидко стікаючої води встигають утворюватися розділення гострими ребрами паралельні жолобки - жолобкові Карри. Під дією четвертої фази виникають борознисті Карри і тріщинні Карри. При дощових опадах дію трьох перших фаз подовжується, оскільки весь час домішують агресивні води.

До поверхневих карстових форм відносяться Карри, жолоби і рови, воронки, блюдця і западини, улоговини, поля, останці. **Морфологічно Карри** підрозділяються на жолобкові, стінні, лункові, трубчасті, у вигляді циліндричних поглиблень в гіпсах, кам'яниці, карри у вигляді слідів, борознисті, меандровий, тріщинні. По генезису особливо виділяються жолобкові і тріщинні Карри. **Жолобкові Карри** формуються під впливом тільки атмосферних опадів, в результаті трьох перших фаз розчинення вапняку, без участі четвертої фази, тоді як інші типи Каррів утворюються під дією всіх фаз розчинення: в їх формуванні беруть участь і води, збагачені біогенної вуглекислотою за рахунок зіткнення атмосферних опадів і талих вод з ґрунтово-рослинним покривом. **Тріщинні Карри** відрізняються від решти шляхами видалення розчиненого речовини. Якщо у більшості інших типів Каррів воно здійснюється поверхневим стоком, то при утворенні тріщинних Каррів бере участь і винос розчиненої речовини підземним шляхом, через тріщини. **Карстові жолоби і рови** (більш глибокі і обов'язково з крутими бортами) розвиваються уздовж розкритих тектонічних тріщин (нерідко в результаті розвантаження на крутих схилах), або уздовж тріщин осідання схилів, або тріщин «бортового відсічі». Вони тягнуться на десятки і сотні метрів, а іноді й на кілька кілометрів, досягаючи різної

ширини і глибини. На кінцях вони замкнуті, на дні можуть мати численні поглиблення. Прямолинійні рови у вапняках, розроблені по вертикальних тектонічних тріщинах, шириною 2-4 м і глибиною до 5 м називають богазами.

Серед карстових воронок виділяють три основних генетичних типи: 1) *воронки поверхневого вилуговування*, або суто корозійні. Утворюються за рахунок виносу вилуженої на поверхні породи через підземні канали в розчиненому стані; 2) *провальні воронки, або гравітаційні*. Утворюються шляхом обвалу склепіння підземної порожнини, що виникла за рахунок вилуговування карсту порід на глибині і виносу речовини в розчиненому стані; 3) *воронки корозійно-суфозійні*. Утворюються шляхом вмивання і просідання пухких покривних відкладень в колодязі і порожнини цоколя, винесення часток в підземні канали. Воронки всіх генетичних типів, зливаючись своїми краями, утворюють здвоєні, стросні і більш складні ванни і улоговини. Великі улоговини в Югославії називають Увалу. Виділяють два основних типи Увалу - складні, що утворилися за допомогою злиття декількох великих воронок, з рядом заглиблень на дні, і плоскодонні улоговини. **Полья** - замкнута, рідше відкривається долиною прориву складна форма. Виникає в результаті розвитку і з'єднання карстових улоговин, що утворилися із злиття воронок. За своїм походженням поділяють на: 1) тектонічні; 2) виникли шляхом підземного механічного виносу нерозчинної породи, що залягає серед карстуючих вапняків або на контакті з ними; 3) утворилися шляхом злиття групи суміжних воронок і улоговин (Увалу) при їх зростанні в горизонтальному напрямку; 4) провальні.

Карстові останці характерні в основному для вельми зрілих стадій розвитку карсту. Вони численні і різноманітні та швидко розвиваються у соляному карсті. У карбонатному ж карсті останці властиві переважно тропічним областям. Перехід від поверхневих форм до печер типу гrotів представляють *навіси і ніші*. Часто це чисто поверхневі утворення, що виникають через більш інтенсивне вилуговування окремих шарів або пачок шарів, стікають по обриву водами, при великому значенні біохімічного вивітрювання. У річкових долинах і на берегах морів у поверхневому вилуговуванні основну роль відіграють річкові та морські води. На морських берегах розчиняє дію морської води поєднується з абразією. Природні мости і арки найчастіше виникають при обваленні стелі печерних тунелів, а іноді і ніш.

Серед підземних карстових форм можна виділити карстові колодязі і шахти, прірви, печери. **Карстові колодязі і шахти** - це вертикальні або круто похилі порожнини, різняться між собою по глибині; до шахт відносять порожнини глибше 20 м, що досягають декількох десятків, а то й сотень метрів. Порожнини колодязів і шахт можуть бути провальними (гравітаційними); гравітаційно-корозійними, утвореними шляхом вилуговування водою карстової породи по тріщинах і часткових обвалень; нівально-корозійними, виникли внаслідок корозійної дії (по тріщинах) талих снігових вод; корозійно-ерозійними, які спрямовуються по тріщинах вниз водними потоками, що виробляють розмив. **Карстові прірви** являють собою комбінації природних шахт з горизонтальними і похилими печерними ходами. До них відносяться, зокрема, глибокі карстові порожнини світу, що досягають глибини 1000 м і більше. Перша шахта, з вхідним отвором на поверхні, може бути корозійно-ерозійною (найчастіше) або нівально-корозійною, гравітаційно-корозійною, провальною. Для глибинних частин прірв нівально-корозійні шахтні стволи не типові. Найбільш звичайні там корозійно-ерозійні шахти, але зустрічаються гравітаційно-корозійні і провальні. Більшість карстових печер утворюється при провідній ролі вилуговування, часто при спільній дії розчинення і розмиву гірської породи (розмиву, підготовлюваного розчиненням по спайкам зерен). Значна буває і роль обвалень породи, особливо на зрілих стадіях розробки печерних порожнин. Деякі печери виникли під дією термальних і мінеральних вод. Печерні порожнини, так званого «рудного карсту», розвинулися під дією на вапняк сірчаноокислих розчинів, що утворилися при окисленні піриту та інших сульфідів. Зустрічаються печери, що представляють собою в основі сильно розкриті тектонічні тріщини, модельовані процесами вилуговування.

Геологічні умови розвитку карсту. Вплив геологічної будови території на особливості формування карстових ландшафтів виключно велике. Багато дослідників показали, що, геологічна будова території, склад і будова гірських порід, характер тектоніки, гідрогеологічні умови та особливості перекривають пухких відкладень відіграють істотну роль у карстоутворення. Літологічні особливості території є однією з основних умов карстоутворення, оскільки межі можливого розвитку карстових процесів визначаються, насамперед, поширенням карстующих товщ. Літологія впливає на інтенсивність карстових процесів, морфологію і гідрографію карсту. З нею значною мірою пов'язаний вигляд карстових ландшафтів. Карстен гірські породи підрозділяються на карбонатні (вапняки, доломіт, мергелі, крейда, мармури, вапняні туфи, травертини), сульфатні (гіпси, ангідрити) і галоїдні (кам'яна сіль, сильвініт та інші). Найбільш широко поширені карбонатні породи. Головні породоутворюючі мінерали карбонатних порід - кальцит, арагоніт і доломіт. Арагоніт не стійкий. З плином часу він переходить в кальцит. Такі мінерали, як магнезит, сидерит і особливо анкерит, родохрозит, смітсоніт та інші утворюють рідкісні і зазвичай незначні скупчення. Найбільшу роль у водопроникності гірських порід і розвитку карстових процесів грають тектонічні тріщини, що утворюються під впливом тектонічних процесів і мають повсюдне поширення. Для розвитку карстових процесів важливе значення мають літогенетичні тріщини, які утворюються в осадових породах при їх всиханні, зневодненні, ущільненні, в результаті фізико-хімічних перетворень. Ступінь розкриття літогенетичних тріщин знаходиться в прямій залежності від потужності пластів, чим пояснюється менша закарстованість тонкоплітчатих вапняків і доломітів в порівнянні з масивними карбонатними породами. Літогенетичні тріщини в карбонатних породах володіють великою шорсткістю стінок, що істотно позначається на їх водопроникності.

У розвитку карстових процесів найбільшу роль відіграють тріщини нашарування, розкриття яких до глибини 100 м і більше пов'язано переважно з розвантаженням. Уздовж тріщин нашарування нерідко відбувається інтенсивне вилуговування карсту порід. Тріщини розвантаження утворюються при знятті внутрішніх напружень, обумовлених стисненням породи, викликуваним великим тиском горішніх товщ або тектонічними причинами. Розвантаження напруги визначає також розширення тектонічних і літогенетичних тріщин, що ще більше збільшує водопроникність карсту порід. Велику роль у розвитку карстових процесів грають тріщини бортового відсічі (відколу), що розвиваються паралельно простяганню крутих схилів і досягають нерідко великої глибини. На поверхні карстових масивів широко поширені також тріщини вивітрювання. Нерідко вони розвиваються уздовж тектонічних і літогенетичних тріщин. Частота і характер тріщин вивітрювання залежить від складу і структури карсту порід. Нерідко вони формують вигадливу мережу розривів різної густини, ширини і протяжності. Глибина тріщин вивітрювання може досягати 30-50 м, що сприяє проникненню вод в товщу порід і активізації карсту. Істотний вплив на водопроникність порід надає їх пористість, досягає іноді значного розвитку. Пористість і пов'язана з нею водопроникність залежать від складу порід і їх генезису. Розрізняють мікропористі, макропористі і кавернозні породи. Серед карстових утворень найменшою пористістю відрізняються гіпси, ангідрити, кам'яна сіль і хомогенні вапняки, а також мармури, які в умовах великого тиску і високих температур піддалися перекристалізації. Низька пористість сульфатних, галоїдних і метаморфічних карбонатних порід є однією з основних причин їх слабкої закарстованості в глибині масивів.

Структурно-тектонічні особливості території справляють істотний вплив на розвиток поверхневих і підземних карстових форм. Особливості поширення карсту значною мірою зумовлені структурно-тектонічними умовами, які контролюють характер харчування, циркуляції і розвантаження підземних вод, а також визначають характер тріщинуватості гірських порід. Карстові процеси найбільший розвиток отримують в районах антиклінорних структур, де відзначається значна інфільтрація і інфлюація

випадних атмосферних опадів і поверхневих потоків. В областях напору артезіанських вод, на крилах позитивних структур, де Карстен породи нерідко перекриті потужною товщею пухких відкладень, розвиваються переважно підземні карстові форми. Вплив тектонічних структур на розвиток карсту значною мірою проявляється через тріщинуватість гірських порід. Найбільш інтенсивна тектонічна тріщинуватість наголошується в зонах сполучень великих позитивних і негативних структур, на ділянках локальних платформних дислокацій, а також солянокупольних піднятих, що сприяє широкому розвитку тут карстових процесів. Новітні диференційовані тектонічні рухи визначають особливості територіального розвитку карсту. На піднесених піднімаються ділянках інтенсивно розвиваються ерозійні і карстові процеси. На тектонічно опущених ділянках, що зазнають подальше опускання, ерозійні врізи не досягають карстових відкладень, що послаблює розвиток карсту.

Географічні умови розвитку карсту. Істотний вплив на розвиток і розподіл карсту надають рельєф, клімат, рослинність та інші природні компоненти, складна взаємодія яких визначає своєрідність і інтенсивність карстових процесів. Встановлено залежність карсту від ухилів поверхні і ступеня розчленованості території, які, контролюючи характер поверхневого стоку та інфільтрації вод, відіграють важливу роль у розвитку карстових процесів. Крутизна поверхні значно впливає на щільність поверхневих карстових утворень і їх форму. У районах розвитку вапняків і доломітів поверхневі карстові форми найбільш широко поширені на ділянках (до 5 м), тоді як на ділянках з ухилом більше 10-12 м вони зазвичай відсутні. Особливо сприятливі умови для інфільтрації поверхневих вод і розвитку карсту відзначаються на ділянках з ухилом до 0,04 м. Нахил поверхні впливає і на обводненість карстових утворень.

В умовах **покритого карсту** важливу роль у карстоутворення грає розчленованість території. У сильно розмитих і розчленованих районах, де менше потужність покривних відкладень і більше приплив талих і дощових вод з прилеглих вододільних площ, створюються найбільш сприятливі умови для розвитку карсту. Цим головним чином і пояснюється приуроченість інтенсивно закарстованих ділянок до лінійно-витягнутим ерозійним пониженням рельєфу (річкових долинах, балках, логах), де розмивом значною мірою видалені пухкі відклади. Глибина розчленування поверхні визначає глибину зони активної циркуляції карстових вод. На **плоских межиріччях** значну роль у розподілі інфільтраційних вод та розвитку карсту грають невеликі негативні форми рельєфу. Особливо велике їх значення на ділянках, де Карстен породи прикриті пухкими відкладеннями. У зв'язку з акумуляцією в замкнених пониженнях глинистого матеріалу карстові воронки в межах вирівняних вододілів нерідко заповнені водою або заболочені. Карстові форми створюють сприятливі умови для розвитку карсту, оскільки вони сприяють підвищенню інфільтрації та інфлюації в глиб карстових масивів дощових і талих снігових вод. Кліматичні умови, і насамперед кількість, особливості розподілу і хімічний склад атмосферних опадів, динаміка повітряних течій, характер погоди, температура і склад повітря роблять значний вплив на карст.

На особливості карстоутворення впливає також характер випадання опадів. Зі збільшенням інтенсивності дощу відносна інфільтрація метеорних вод зменшується. Це визначається значною мірою зміною діаметра дощових крапель, що знаходиться в прямій залежності від інтенсивності дощу. У той же час при сильних зливах, коли випадає велика кількість опадів, нерідко проминаються закупорені тріщини і понори в карбонатних і сульфатних породах, в результаті створюються сприятливі умови для догляду поверхневих вод через карстові канали в глиб Карстен масиву. Сніговий покрив, володіючи високою відбивною здатністю, малою тепло і газопровідних, надає істотно вплив на весь комплекс природних умов зимового часу помірному і арктичному поясах. Для карстоутворення найбільше значення має висота і тривалість залягання снігового покриву, від чого значною мірою залежать ступінь промерзання ґрунту, особливості накопичення вологи і характер погодних умов. За зиму в сніговому покриві накопичується

велика кількість води. Талі води в багатьох карстових районах є джерелом харчування поверхневих і підземних вод. На активізацію карстових процесів великий вплив робить хімічний склад міститься в снігу вологи, що обумовлює ступінь агресивності талих снігових вод. Вплив температури повітря на розвиток карстових процесів дуже складно. Воно проявляється переважно через температурний режим природних вод, умови вегетації, інтенсивність біохімічних процесів, особливості сезонного промерзання ґрунтового покриву і т.д.

Вплив вітру на карстоутворення вивчено слабо. Тим часом роль його досить велика. Вітер здуває з поверхні землі і морських акваторій величезна кількість карбонатних часток і різних солей, що нерідко піднімаються у високі шари тропосфери і переносяться на великі відстані. Гідрокарбонати, сірчисті, хлористі та інші сполуки, потрапляючи в атмосферні опади, роблять їх агресивними. На узбережжях річок в смузі коливання рівня річкових вод нерідко утворюються провали, ніші, гроти і Карри, пов'язані з процесами вилуговування і механічного руйнування легко розчинних порід. Утворення карстових провалів на заплаві і першій надзаплавної терасі найчастіше відбувається після спаду весняної повені, що вказує на важливу роль у карстоутворення сезонного коливання річкових вод. У районах, де річкові води проникають в карсту товщу, вони беруть участь також у формуванні підземних карстових форм. На берегах озер і водоймищ карст поширений в зоні прибою, де він розвивається під впливом механічного руйнування і вилуговування. Здатність озерних вод до розмиття залежить від їх вуглекислотного режиму, сольового складу і температури, які, у свою чергу, визначаються фізико-географічними особливостями території. Морські води, хоча і характеризуються низькою карбонатної ємністю, пов'язаної з вмістом в них іонів кальцію, знижувальних розчинність CaCO_3 , відіграють значну роль у розвитку процесів вилуговування в районах виходу вапняків і доломітів. Це визначається загальною недонасиченістю морських вод карбонатами, наявністю в них крім кальцію інших іонів, а також вуглекислоти. Особливо важливу роль відіграє наявність у морській воді хлористого натрію. Карстові форми на Морських берегах поширені переважно в приливно-відливній смузі, де вони представлені Карр, нішами і печерами. Іноді печери досягають значних розмірів.

Просторові закономірності розвитку карсту визначаються складною взаємодією морфоструктурних і біокліматичних факторів. Провідну роль у розподілі карсту грає літологічний фактор, а ступінь його інтенсивності пов'язана, головним чином, із співвідношенням тепла і вологи і зумовленими їм ландшафтними особливостями території. Це вказує на тісний зв'язок поширення та інтенсивності карсту з фізико-географічними комплексами, структурою, складністю і ступенем відособленості.

Антропогенні фактори карстоутворення. Значні зміни відзначаються в районах поширення карбонатних, сульфатних і галюїдних утворень, де зміни окремих компонентів ландшафту, викликані господарською діяльністю людини, сприяють активному розвитку антропогенного карсту. Серед антропогенних факторів карстоутворення найбільш істотні: а) загальне підвищення агресивності вод, викликане забрудненням атмосфери, природних вод і ґрунтового покриву агресивними компонентами антропогенного походження; б) зміна режиму поверхневих і підземних вод, яке визначається тривалими відкачування підземних вод, створенням великих водосховищ та іншими водогосподарськими заходами; в) зміна ґрунтів і рослинності у зв'язку з розвитком лісового та сільського господарства; г) зміна природного рельєфу, структури і властивостей гірських порід у гірничопромислових районах і великих містах. Інженерно-господарська діяльність людини, що викликає істотні, часто незворотні зміни рельєфу, структури гірських порід, режиму і хімічного складу природних вод, а також ґрунтового покриву і рослинності, надає велике і різноманітне вплив на розвиток і розподіл карсту. Це призводить в деяких районах до корінної перебудови окремих компонентів ландшафту і створення якісно нових антропогенно-карстових комплексів. Численні карстові райони Піреней, Альп і Карпат відносяться до альпійської складчастої зони. У Піреней відомі підземні річки,

поточні не згодне з поверхневою топографією, і глибокі шахти-прірви, що переходять на глибині в систему горизонтальних печерних ходів і підземних колодязів. Альпи характеризуються інтенсивно розвинутим карстом у вапняковому облямівці гірничольодовикові високогір'я. У зоні великих висот передових хребтів на поверхнях, плейстоценовими льодовиками, розвивається високогірний карст. Вапнякові Альпи і Передальпи рясніють каньйонами, каррі, воронками, природними шахтами, печерами, підземними льодовиками. В Альпах знаходяться найбільші печери Європи та найглибші карстові провалля: прірву Берже у Франції на плато в масиві Веркор з грандіозним підземними колодязями, що тримає світову першість по глибині; печерна система Хёллох в долині Муота в Швейцарії, що перевищує сотню кілометрів завдовжки і займає друге місце в світі, печера Айсрізенвельт в Австрії 42 км завдовжки. На південній околиці Юлійських Альп виявлена друга за довжиною і найглибша (465 м) печера в Югославії - Полошки Яма +9250 м завдовжки.

На північному заході Європи карст поширений від півночі Скандинавії та Шпіцбергена до Британських о-вів та Бельгії. На Шпіцбергені карст розвинений в умовах вічної мерзлоти. Карстові процеси особливо інтенсивні у вологій і сніжній приатлантичній області Скандинавії. Карст розвинений в ордовикських і силурійських вапняках, що покривають південний схил Балтійського кристалічного щита, - на о-вах Еланд і Готланд. У різних районах Великобританії та Ірландії поширений голий, задернований і покритий вапняковий карст з воронками, улоговинами, сухими долинами, печерами, карстовими озерами. У Центральній Європі зі середньовисотними герцинськими масивами і куєстовими грядами карст розвинений в палеозойських породах герцинських структур і в мезозойських вапнякових товщах. Сюди входять район Краківської Юри, багато карстові райони Чехословаччини: Моравський Карст з відомими сталактитовими печерами, підземними ріками, провалом-прірвою Мацоха, понорами, Суходіл, райони Північно-Моравської карстової області з різноманітними сталактитовими печерами, Чеський Карст та ін. Карст під покровом пухких опадів розвинений у вапняках Паризького басейну. До герцинської зони відносяться і карстові райони ісламської Месети, Кантабрійських гір (за винятком їх східної частини), Португалії. Південно-європейська Середземноморська область альпійської складчастої зони відрізняється особливо повним розвитком карсту на Балканському півострові. Плато Крас (Карст), Словенське плоскогір'я, півострів Істрія, динарські гори утворюють класичну область голого карсту середземноморського типу. До Середземноморської області альпійської складчастої зони відносяться деякі райони вапнякового, в основному голого, карсту Піренейського півострова: Андалузських, Іберійських та східній частині Кантабрійських гір. Поширений карст також на Балеарських о-вах і в східній Сардинії. У Карпатах карбонатний карст розвинений у межах Північної зони гірських Карпат в рифогенних вапняках і вапнякових брекчіях. Через сильну розчленованості рельєфу і невеликих площ виходів карсту порід типові поверхневі карстові форми тут відсутні, але печери є.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування карсту?
2. Основні фази процесу карстування ?
3. Особливості прояву поверхневих карстових форм ?
4. Особливості прояву підземних карстових форм ?
5. Геологічні умови розвитку карсту ?
6. Географічні умови розвитку карсту ?
7. Регіональні особливості проявів карстових процесів ?
8. Антропогенні фактори карстоутворення ?
9. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм ?
10. Антропогенно-обумовлений карст ?

Тема 6. Флювіальний морфо- та літогенез у гумідній зоні.

1. Процес становлення вчення про флювіальний морфо- та літогенез.
2. Суть проблеми встановлення факторів формування алювіальних товщ та їх співвідношення.
3. Роль кліматичних коливань, тектонічних рухів та коливань базису ерозії у формуванні алювіальних товщ.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: гумідна зона, гумідний клімат, флювіальний морфогенез у гумідній зоні, флювіальний літогенез у гумідній зоні, флювіальний рельєф гумідної зони, площинний змив, тимчасові водотоки, постійні водотоки, алювіальні товщі, відклади заплавної групи фацій, алювіальні відклади старичної макрофації.

Гумідна зона – це ділянка суходолу з вологим кліматом, де рослини достатньою мірою забезпечені водою. **Гумідний клімат** (від лат. *Humidus* - вологий) - тип клімату на територіях з надлишковим зволоженням, при якому кількість атмосферних опадів більша, чим може випаритися і просочитися у ґрунт. Це формує значний поверхневий стік річок, що формує ерозійні форми рельєфу, густу гідрографічну сітку, розповсюдження вологолюбних форм рослинності. Термін «гумідний клімат» запропонував Альбюехт Пенк при розробці ним геоморфологічної класифікації кліматів.

Виділяють два типи гумідного клімату: **1) полярний** тип гумідного клімату (спостерігається в субарктичному і помірному географічних поясах), характерний для зон із багатомерзлотними ґрунтами, які знижують ґрунтове харчування річок і посилюють стік атмосферних опадів; **2) фреатичний**, чи тропічний тип гумідного клімату (спостерігається в екваторіальному поясі) із значним просочуванням опадів у ґрунт і наявністю ґрунтового харчування. Субтропічні гумідні (вологі лісові) ландшафти. Характерні для східних країн материків в обох півкулях. Клімат формується під впливом океанічного пасату, часто посилюється мусонним чи експозиційним ефектом. Літо жарке ($t_2=24\div 28^\circ\text{C}$), зима тепла ($t_1=5\div 12^\circ\text{C}$), опадів випадає не менше 1000 мм в рік.

Сукупність геоморфологічних явищ, зумовлених текучими водами, називають **флювіальними процесами**. Про планетарну роль флювіальної діяльності можна судити з сумарної величини твердого стоку річок (об'єму твердих мінеральних часточок, винесених річками у моря та океани у розчиненому чи зваженому стані), яка складає близько 20 млрд. т за рік, що в середньому відповідає змиву шару ґрунту товщиною 3 см за тисячу років з усієї поверхні суходолу, тобто 201 т матеріалу з кожного квадратного кілометра за рік. **Флювіальний рельєф** (лат. *fluvius* - потік) - сукупність екзогенних форм рельєфу, створених внаслідок геологічної дії тимчасових або постійних водотоків.

Серед основних екзогенних процесів (за В. Стецюком та І. Ковальчуком) з дією тимчасових або постійних водотоків пов'язані наступні процеси:

Типи процесів		Відображення в рельєфі
		(типові елементарні форми)
Денудаційні	ерозія лінійна	борозни, промоїни, яри, ерозійні уступи
	ерозія бічна	меандри, уступи річищ
	алювіальні	заплави, пляжі, коси, перекати, берегові вали
	пролювіальні	шлейфи, конуси виносу, глинисті підгірські рівнини
Акумулятивні	алювіально-пролювіальні	слабо нахилені плоскі рівнини
	дельтові	низовинні рівнини з віялоподібним розміщенням проток і рукавів

З геоморфологічної точки зору виділяють три головних напрямки формування флювіального рельєфу: *площинний змив, діяльність тимчасових та постійних водотоків*. Перший з них проявляється у нерушій формі, інші – як різновиди руслового стоку. В геологічній роботі води теж проявляється вище згадувана тріада: *руйнування (ерозія) – транспортування – акумуляція*.

Площинний змив. При незначних, але тривалих атмосферних опадах на схилах утворюються міради цівочок (мікрострумочків) води, які стікають по похилій поверхні схилу, і, не зважаючи на незначну енергію, виконують величезну геологічну роботу. Змиті такими мікрострумочками частинки ґрунту нагромаджуються біля поверхні схилу, де втрачається кінетична енергія водяної цівки. Перенесений площинним змивом матеріал називається *делювієм*, а сам процес площинного змиву – *делювіальним*. Активність делювіального процесу залежить від багатьох факторів: тривалості та інтенсивності атмосферних опадів, складу корінних порід на схилі та особливостей, зумовленої ним кори вивітрювання, крутизни й довжини схилу і т.д. Здебільшого делювіальний процес починається при крутизні схилу 4-5°, а тому делювіальні процеси проявляються не тільки в горах, але й на значних територіях рівнин. Одним із найважливіших геоморфологічних наслідків площинного змиву є виположування схилу і поступове занесення знесеним матеріалом прилеглих понижень рельєфу. Делювіальні відклади на рівнинах представлені в основному супісками та суглинками (часто лесоподібними), утворюють біля підніжжя схилу своєрідний *делювіальний шлейф*. Хоча делювіальний змив відбувається досить повільно (1,5-2,0 мм на рік), але саме з ним пов'язана *втрата родючості ґрунтів*. Цей процес на сьогодні в Україні охоплює 32% території, недобір врожаю на змитих ґрунтах становить 20-60%, а вміст гумусу на чорноземних ґрунтах за останніх 100 років зменшився із 8-16% до 3-4%.

Діяльність тимчасових водотоків. *Тимчасові водотоки*, як і площинний змив, формуються при відносно короточасній концентрації води на схилі. Проте, на відміну від цівочок площинного змиву, тимчасові водотоки володіють суттєво більшою енергією. Характерними ознаками діяльності тимчасових водотоків є їх лінійне спрямування та формування послідовного ланцюга генетично пов'язаних ерозійних форм, які виразно простежуються в рельєфі: *борозна – вибій – яр – балка*. Вищою формою розвитку ерозійного рельєфу є *річкові долини*, але створені вже *постійними водотоками*.

Ерозійні борозни - це найпростіші форми ерозійного рельєфу, які утворюються при переході від площинного змиву до лінійного стоку. Глибина та ширина їх – до 0,5 м, поперечний профіль має V-подібну або ящикоподібну форму. Схили круті, часто вертикальні, але після припинення стоку води вони швидко виположуються і борозна розширюється. На розораних схилах, або на схилах із розрідженим рослинним покривом, борозни з часом (після чергових злив) можуть перетворюватись на *ерозійні вибої*, глибина яких сягає 1-2 м, а ширина 2-2,5 м. Схили теж круті, місцями вертикальні, поперечні перерізи зберігають V-подібну форму. Слід зауважити, що описана послідовність розвитку форм рельєфу ерозійного ряду витримується не завжди. Не кожна ерозійна борозна перетворюється у вибій, не кожен вибій стає яром, не кожен яр трансформується у балку. Інколи балка утворюється без стадії яру, іноді глибоко врізаний яр досягає підземного горизонту і перетворюється у долину постійного водотоку (струмка чи річки). Тобто, флювіальні процеси мають селективний (вибірковий) характер.

Алювій (від лат. *Alluvio* - наносити, замулювати) - незцементовані відклади постійних водних потоків (річок, струмків), що складаються з уламків різного ступеня обкатаності й розмірів (валуни, галька, гравій, пісок, суглинки, глина). Гранулометричний і мінеральний склад та структурно-текстурні особливості алювію залежать від гідродинамічного режиму річки, характеру порід, що нею розмиваються, рельєфу і площі водозбору^[1]. Дельти річок повністю складаються з алювіальних відкладів і є алювіальними конусами виносу. Наявність алювіальних відкладів у розрізі є ознакою континентального тектонічного режиму території. Алювіальні відклади були вперше

виділено в окремий тип англійським геологом Вільямом Баклендом 1823 року. Вивченням та класифікацією алювіальних відкладів займалися такі відомі дослідники четвертинної геології, як Є. В. Шанцер, В. Т. Фролов, Ю. П. Казанський, І. П. Карташов, В. В. Ламакін та інші. Континентальні алювіальні відклади класифікують за генезисом (гірських і рівнинних річок), фаціальною належністю (руслівий, заплавний і старичний), фазами формування, формами алювіальних тіл тощо. Класифікація алювіальних відкладів за морфологічними формами була розроблена і широко застосовувалась геологами Західної Європи і США, зокрема Х. Редінгом. У Східній Європі термін «алювій» вперше вжив відомий геолог - ґрунтознавець Василь Докучаєв 1878 року. Відтоді збереглась традиція називати усі новітні континентальні відклади, утворені в голоценову епоху алювієм, хоча це не зовсім правильно, оскільки відомі елювіальні леси, пролювіальні конуси виносу, делювіальні «плащі» тощо.

За формами алювіальних тіл. Алювіальні відклади поділяються на дві великі групи - руслові форми і морфологічні елементи міжруслового простору. Залежно від гідрологічного режиму річки, обумовленого кліматом, тектонікою і рельєфом земної поверхні, алювіальні відклади поділяють на два основних генетичних типи: алювій гірських річок і алювій рівнинних річок. Алювій рівнинних річок суттєво відрізняється від алювію гірських, що дозволяє легко розрізняти давні алювіальні відклади і створювати палеогеографічні реконструкції. Утворення алювію відбувається у результаті безперервної взаємодії динамічного водного потоку з руслом: при врізанні (донна і бокова ерозія) та акумуляції осаду. Під дією потоку води річище безперервно переформовується, зазнаючи деформації трьох типів: **вертикальних** (понижується у результаті глибинної ерозії, чи піднімається за рахунок акумуляції); **горизонтальних** (зміна річища в плані під дією бокової ерозії - призводить до розмиву берегів, розширення річкової долини і утворення заплави); **поздовжніх** (міграція руслових наносів призводить до утворення в руслі нерівностей - перекатів, мілин, островів, та інших). Провідним фактором у формуванні алювіальних відкладів є гідродинаміка водних потоків. Маса води і швидкість течії визначають кінетичну енергію і транспортну здатність потоку. Річкові водні потоки переносять уламковий матеріал у формі зважених і волочильних наносів. У зваженому (завислому) стані транспортуються частинки діаметром менше 0,2 мм, більші - волочінням по дну. Спосіб руху грубоуламкового матеріалу дном називається сальтацією - стрибкоподібне переміщення зерен матеріалу під дією несучого середовища. Так, за швидкості придонної течії 0,16 м/с дном пересувається дрібний пісок, за 0,22 м/с - грубозернистий пісок, а за 1 м/с транспортується дрібна галька.

Для алювіальних відкладів гірських річок характерні такі ознаки: 1) грубоуламковий матеріал з переважанням галечнику (галька, гравій, валуни); 2) поліміктовий склад з вельми непостійним співвідношенням основних породотвірних компонентів; 3) слабе сортування матеріалу. Гірський русловий алювій представлений здебільшого погано сортованою галькою і валунами різної обкатаності з піскувато-гравійним наповнювачем. До *руслової групи динамічних фацій* відносять такі фації: 1) субстративну, або розмиву; 2) пристрижневої зони - дрібна галька, гравій і крупнозернистий пісок вистелює дно плеса вздовж лінії максимальних швидкостей водного потоку. Плaskі гальки цієї фації часто укладені як дахівка з нахилом вгору за течією. Досліджуючи азимут нахилу гальок в древніх товщах, визначають напрямок течії давно зниклої річки; 3) перекатив; 4) перлювіальну; 5) алювіально-делювіальну; 6) алювіально-пролювіальну (внутрішніх дельт); 7) карстово-алювіальну.

Постійні водотоки (ріки, струмки) утворюють найпоширеніші та найвиразніші форми рельєфу в усіх частинах суші, а в умовах гумідного (вологого) клімату формують своєрідний **долинний комплекс** поверхні, основу якого становлять річкові долини та вододіли між ними. **Річковою долиною** називають вузькі, витягнуті, в основному від'ємні форми рельєфу, що мають загальний похил від верхів'їв до нижньої течії і вироблені

річкою за час її існування. Річкові долини можуть у горах врізатись в схил до 1-1,5 км, а на рівнині мати ширину в кілька десятків кілометрів.

Відклади заплавної групи фацій формуються під час повені і паводку. Заплавний алювій перебиває малопотужним (0,5-1 м) чохлам русловий алювій. Для відкладів цієї алювіальної макрофації характерне менше сортування псаміто-алевритових осадів з характерною шаруватістю брижів хвиль і течій, текстурами скаламучування. Переважають супіски і суглинки з прошарками і лінзами різнозернистого піску з залишками уламків дерев і рослин. Як правило, заплавна макрофація має меншу потужність, ніж руслова, хоча для річок з частими повенями може бути і навпаки. У заплавному алювії виділяють три основні фації, залежно від місця його формування:

- **прируськова (зовнішня)** - складена з найбільш грубозернистого матеріалу з поганим сортуванням за рахунок різкої зміни швидкостей суспензійного потоку. Це переважно грубозернисті погано сортовані піски різного мінерального складу, які формують ядра і схили прирускових валів.

- **центральна** - складена тонким суглинково-супісковим матеріалом меншої, ніж прируськова потужності. Часто осадки мають зеленкувато-сірий колір через седиментацію в застійних умовах, або чорний - через наявність гумусу і торфоутворення. Чітку межу між прируськовою і центральною заплавними фаціями встановити неможливо, перехід по латералі поступовий.

- **притерасна (внутрішня)** - фація найнижчої частини заплави, яка складена тонкими глинами і має, як правило, найменшу потужність. У розрізі відкладів цієї фації часто присутні прошарки похованих алювіальних ґрунтів.

Крім того, в межах заплавної макрофації виділяють ще фації накладеної заплави, внутрішніх дельт, і балочні фації.

Алювіальні відклади старичної макрофації утворюються в старицях і тимчасових річкових руслах. За своїми ознаками вони досить схожі на озерні відклади - глини, суглинки, торф і часто представлені у формі лінз серед руслової фації. Основну масу старичного алювію складають тонкозернисті глинисті осадки з чіткою горизонтальною шаруватістю і характерною великою кількістю розсіяної органічної речовини. Утворення фацій старичного алювію відбувається в умовах мінливих гідродинамічних режимів річки. Під час паводків стариці тимчасово перетворюються в активно діючі бічні річища і протоки, де відбувається доволі інтенсивне накопичення піщано-алевритового матеріалу. По мірі того, як спадає рівень паводкової води і зменшується швидкість водного потоку - в старицях відкладаються дедалі дрібніші і тонкозернисті наноси. Коли гідродинамічний зв'язок з річкою переривається, стариця перетворюється на ізольовану водойму, в якій відбувається накопичення виключно глинистих осадків. Якщо стадія ізоляції триває достатньо довго (десятки років) - стариця переходить в режим заболочування і торфонакопичення. Відклади старичних фацій за своїми гідродинамічними умовами формування і особливостями просторового поширення займають проміжне положення між відкладами руслової і заплавної макрофацій. Седиментологічна модель відображає зменшення вгору за розрізом гідродинамічної активності седиментаційної обстановки. На діаграмах каротажу група фацій старичного алювію характеризується меншою шириною аномалії і меншою відносною амплітудою кривої ПС, порівняно з групою фацій руслових мілин рівнинних мандруючих річок.

В розрізі відкладів старичного алювію виділяють три горизонти, або фації, що відповідають трьом етапам розвитку стариці:

- **проточний (нижній):** фація сезонного замулювання - складений чергуванням тонкозернистих пісків, супісків і суглинків, що утворились під час періодичного поновлення стоку старим річищем під час повені, чи паводку. Середньо-дрібнозернистий псамітовий матеріал виповнює пологі асиметричні врізи, шириною до перших сотень метрів і потужністю 5-6 м. Ці врізи, які розташовані один над одним, розділені прошарками глини, незначної потужності. Шаруватість піщаного матеріалу в цих врізах не

завжди проявлена, загалом вона полого скісна і догори за розрізом поступово переходить до мульдopodobної. Потужності таких скісношаруватих серій сягають до 0,5м, проте окремі прошарки не перевищують 1-2 см. В підшві скісних серій іноді можуть зустрічатись гравійні зерна і навіть поодинокі дрібонька галька твердих порід. Інколи відмічаються конкреції сидеритів 1-2 см у попереку, що розташовані вздовж скісної шаруватості.

- **озерний (середній):** озерна фація - представлений горизонтально шаруватими голубувато-сірими, зеленкувато-сірими мулистими осадами, що дуже схожі на озерні.

- **болотний (верхній):** болотна фація - складений прошарками чорних, сильно збагачених розсіяною органічною речовиною глин і торфом. Найвища ланка розрізу старичного алювію - торф'яник іноді знову може бути перекритий тонкошаруватою пачкою заплавної алювію. Потужності старичного алювію майже такі самі, як і руслового, або дещо менші, хоча в розрізах неоген-плейстоценових товщ перший зустрічається набагато рідше.

Крім того, інколи у складі старичної макрофації присутня фація вторинних заплавної водойм, яка у розрізі представлена чергуванням тонких косошаруватих алевритів і супісків з прошарками мулистих осадів. Саме наявність поодиноких старичних пачок в товщі промитих пісків є більш надійним індикатором її річкового походження, аніж скісношарувата текстура. Відклади старичної групи фацій є найбільш цікавими для палеонтологів і антропологів, оскільки саме в них часто зустрічаються захоронені в мулі колоди дерев, залишки риби, наземної фауни і первісної людини.

За фазами акумуляції. На формування алювіальних відкладів рівнинних і гірських річок суттєво впливає тектонічна складова території річкового басейну. Річкові долини цілком, або частково можуть перетинати різноманітні геологічні структури - антиклінали, синклінали, грабени, підняті, або опущені блоки тощо. Усе це відображається на морфології долин і будові алювію. В. В. Ламакін та І. П. Карташов запропонували розрізняти в долинах річок динамічні фази алювіальної акумуляції, які відповідають стадіям розвитку річкового профілю: інстративну, субстративну, перстративну і констративну.

Інстративна (вистилаюча). Формування алювіальних відкладів даної фази відбувається на стадії врізання русла гірської річки в корінні породи і характерне для молодих річок. Ці грубоуламкові (валуни і галька) відклади утворюють тимчасові скупчення (лінзи) в руслі і характеризуються незначною потужністю. Саме за допомогою валунів і гальки, які є природнім абразивом гірська річка поглиблює ложе русла, опускаючи алювій усе нижче і нижче по відношенню до берегових порід. Таким чином інстративний алювій ніби «вкладений» в корінні породи. Гіпсометричне пониження рівня акумуляції пов'язане із значним повздовжнім ухилом русла річки, яка ще не досягла профіля рівноваги. Фаціальна мінливість інстративного алювію дуже слабо виражена і не може бути взірцем для інших алювіальних товщ, крім того такий вид алювію легко піддається розмиву і тому в древніх товщах зустрічається дуже рідко, хіба на площадках високих терас в гірських районах.

Субстративна. Утворення алювію під час переходу від стадії врізання гірської річки до стадії рівноваги. Цими відкладами представлені, як правило, нижні горизонти руслового алювію нормальної потужності (1-4 м), які не перемиті річкою протягом стадії рівноваги. Характерними особливостями субстративного алювію є підвищена глинистість і сумісна присутність гальки і необкатаних уламків корінних порід з ложа річки. Субстративні алювіальні відклади залягають в основі алювіальних товщ, які складають заплави врівноважених річок і тераси, які є реліктами таких заправ.

Перстративна (перестилаюча). Утворення алювіальних відкладів, в долинах річок з виробленим поздовжнім профілем. Ці відклади формуються за рахунок перемиву верхніх горизонтів алювію нормальної потужності, який утворюється під час переходу від

стадії врізання до стадії рівноваги. Перстративний алювій залягає на субстративному (плотиковому) алювії і представлений, як правило, повним набором алювіальних фацій: русловою, заплавною і старичною.

Констративна. Формування алювіальних відкладів у долині річки впродовж стадії акумуляції. Характеризуються підвищеною глинистістю. Ці відклади залягають, звичайно, на перстративному алювії, рідше на інстративному, а в бортах річкової долини можуть перекривати безпосередньо корінні породи.

В горах тимчасові водотоки формують своєрідні форми рельєфу – **улоговини стоку**, які являють собою вибалки, створені короткочасними, але дуже енергійними (в зв'язку зі значним похилом поверхні) потоками зливових і талих снігових вод. З улоговинами стоку пов'язане формування **сельових потоків**. **Селі** являють собою грязекам'яний потік, у якому вода відіграє роль швидше змастки, ніж транспортного середовища. Утворення таких потоків пов'язується із паводками, викликаними інтенсивним зливами, раптовим швидким таненням гірських снігів та льодовиків, проривом гірських озер. Обов'язковою умовою утворення сельових потоків є нагромадження значної маси уламкового матеріалу на крутих схилах, внаслідок інтенсивного прояву процесів вивітрювання.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування рельєфу в гумідній зоні?
2. Особливості гумідного клімату?
3. Охарактеризуйте флювіальний морфогенез у гумідній зоні?
4. Охарактеризуйте флювіальний літогенез у гумідній зоні?
5. Опишіть площинний змив у гумідній зоні та вплив на ґрунти?
6. Опишіть діяльність тимчасових та постійних водотоків у гумідній зоні та вплив на рельєф місцевості?
7. Процес формування алювіальних відкладів у гумідній зоні?
8. Процес формування улоговин стоку та їх вплив на рельєф?
9. Небезпека розвитку селевих потоків?
10. Міри боротьби із селевими потоками?

Тема 7. Флювіальний морфо- та літогенез у перигляціальной зоні.

Терасоформування.

1. Особливості процесу накопичення та будови перигляціального алювію.
2. Відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію.
3. Схеми класифікації річкових терас.
4. Суть та еволюцію теорії «леси і тераси».

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: перигляціальна зона, флювіальний морфогенез у перигляціальній зоні, флювіальний літогенез у перигляціальній зоні, перигляціальний алювій, річкові тераси, меандрування.

Перигляціальна зона – смуга шириною до 100-150 км, що розташовується навколо околиць рівнинних материкових зледенінь, що характеризується своєрідними, суворими кліматичними ландшафтними умовами. Дослідники вважають, що в умовах сухих і холодних степів і тундрі, при пануванні сильних вітрів утворюються леси, первинний генезис яких вважається еоловим, еолово-делювіальним, при подальшій участі соліфлюкції і процесів перевідкладення у водному середовищі. Кожній льодовиковій епосі притаманний свій комплекс перигляціальних утворень, що складається з лесів, флювіогляціальних і річкових відкладів з сингенетичними мерзлотними деформаціями.

Оскільки межі материкових зледенінь послідовно скорочувалися від максимального (дніпровського) в середньому плейстоцені до Осташковського в кінці плейстоцену, відповідно зміщувалися на північ і перигляціальна зона цих зледенінь, тому утворення різновікових перигляціальних зон налягають один на одного лускоподібними нашаруваннями, подібно осадам різних льодовикових епох.

Континентальні алювіальні відклади складають річкове ложе, заплаву і **тераси річкових долин**. Алювій відіграє важливу роль у геологічній будові більшості континентальних осадових формацій. Алювіальні відклади річок утворюються і мігрують: 1) під час відкладання в руслі і прируслових валах (барах) уламкового матеріалу, розмитого водним потоком вище за течією; 2) під час повені або паводку, коли річка виходить за межі берегових уступів, і глина, мул та дрібний пісок осідають по всій поверхні заплави (формування заплавної фації); 3) під час міграції річкових меандрів і утворенні алювіальних відкладів услід за прирусловою мілиною луки, що зміщується, вздовж її внутрішнього берега. Кількість тонкозернистого уламкового матеріалу, який переноситься річками (твердий стік), сягає великих значень: у випадку з Міссісіпі річний обсяг твердого стоку оцінюється у 406 млн. т., Хуанхе - 796 млн. т., Дунай - 82; Дністер - 4,9. Відповідно, потужність алювіальних відкладів в дельтах таких річок, як Міссісіпі, Ніл, Амазонка, Конго, Хуанхе та інших становить сотні і тисячі метрів, а об'єми - десятки і сотні км³ теригенного матеріалу. Загалом, річний твердий стік усіх річок становить близько 17 гігатонн, що на порядок більше, ніж виноситься з континентів льодовиками чи вітром. Майже 96 % цього об'єму осідає в дельтах і на континентальному шельфі.

Рівнинні річки характеризуються меншою швидкістю течії, більш виробленим профілем, і меншою динамічною силою потоку, що не здатний утримувати у зваженому стані і переносити на далекі відстані грубоуламковий матеріал. **Для алювію рівнинних річок характерні інші ознаки:** 1) дрібноуламковий матеріал з переважанням піску і супіску; 2) значно однорідніший мінеральний склад, аж до олігоміктового (при розмиві осадових порід); 3) добре сортування уламкового матеріалу; 4) груба коса шаруватість, яка поступово переходить у верхніх горизонтах у дрібну косу шаруватість; 5) відсутність чіткої шаруватості. У долинах і гірських, і рівнинних річок вниз за течією розмірність уламкового матеріалу поступово зменшується і збільшується ступінь сортування псамітових осадів. Одночасно може погіршуватись сортування дрібнопсамітових і алевритових осадів.

За фаціальними ознаками алювіальні відклади рівнинних річок розділяють на три основні групи фацій (або макрофації) - руслову, заплаву і старичну. Ця класифікація розроблена в основному для алювіальних відкладів антропогену і частково - неогену. Для давніх алювіальних відкладів (крейдових, юрських, карбонових, девонських) розділення алювію на русловий і заплавної не завжди можливо і часто фаціальна диференціація явно відсутня. Група фацій річкового алювію складає мілини, острови і коси. У рівнинних річках вона представлена добре відсортованим піскуватим матеріалом з грубою косою шаруватістю, яка під час меженя звичайно перебивається більш тонким матеріалом (прошарки і лінзи замулювання).

Алювій руслових островів і мілин (барів). Поздовжні руслові **бари** - є найбільш яскраво вираженими морфологічними формами руслового алювію. Ця форма типова для верхніх частин річок. Початково утворюються через відокремлення галечного матеріалу. Поверхня барів поперечно-ребриста з невисоким рельєфом, що пов'язано з дахівчастою укладкою гравійно-галькового матеріалу. Уламки орієнтуються довгими вісями поперек течії. На поверхні барів спостерігається зменшення розмірів зерен кластичного матеріалу вниз за течією. При виході на поверхню води, бар може покриватися піском з брижами, що орієнтовані за течією. Внутрішня структура масивна, шарувата, галечник часто заповнений гравійно-піскуватим матриком. Фронтальне скочування зерен призводить до утворення косо-шаруватих пачок пісковіку, або гравеліту.

Прикріплені до берега бари - характерні морфологічні елементи руслового алювію як гірських, так і рівнинних річок. Можуть змінювати русло річки, перегороджуючи їй шлях з одного берега до іншого. Зазвичай, нижній кінець бару є довгим безперервним перекастом чи серією дрібних перекатів, які розділені поверхню верхівки бару. Перекати є важливими місцями акумуляції гравійно-піскуватих осадів, які утворюють шаруватість, витягнуту паралельно гребеню бара, проте вони мають часто обмежені розміри в напрямку зростання потужності. Внутрішня будова такого бару не має якоїсь чіткої структури, хоча іноді у верхніх частинах розрізу вдається встановити слабку градаційну шаруватість, а також дахівкоподібну укладку гальки. Іноді можна спостерігати косу шаруватість. Розрізнити поздовжні і прикріплені до берега бари тільки за розрізом алювіальних відкладів неможливо.

Поперечні бари - такі форми руслового алювію типові для рівнинних річок з переважно піщаним дном, проте можуть зустрічатись на річках з гравійними донними відкладами. Поперечні бари є характернішою формою в низинах річок, де вплив поздовжніх барів не такий сильний. Ця зміна пов'язана зі зменшення розміру зерен матеріалу. У порівнянні з дюнами поперечні бари є більшими морфоструктурами руслового алювію. Вони зазвичай мають фронтальні поверхні скошування зерен, що нахилені за течією і пологу верхню поверхню при значно меншому співвідношенні висоти до довжини, ніж в дюнах. Поперечні бари деякі дослідники за формами поділяють на язикоподібні, такі, що перетинаються, чергуються і т. п.

Піщані мілини - ці складні форми є найбільшими морфологічними структурами дна рівнинних річок. Вони зустрічаються як посеред русла, так і по краях, і називаються відповідно «серединними барами» і «береговими барами». Ці форми не мають своїх власних фронтальних поверхонь скошування, а поступово знижуючись, переходять в сусідні частини русла. Піщані мілини є комбінованими акумулятивними тілами, що поступово утворюються шляхом об'єднання мілких форм, переважно поперечних барів, а також росту з ядра, утвореного при виході на поверхню води частини поздовжнього бару. Такі ділянки можуть зберігатись протягом довгого часу і укріплюватись рослинністю. Подекуди мілини розділяють русло з утворенням островів, які збільшуються у висоту, за рахунок вертикальної акреції дрібнозернистого осаду.

Руслові дюни - великі морфоструктури дна рівнинних річок, що повторюються. Розповсюджені на дні річок, особливо у відносно глибоких руслах і плесах. На припіднятих ділянках дна річки, зокрема в тильних частинах поперечних барів і на піщаних плоских поверхнях зустрічаються рідко.

Відмінності у формі та особливостях будови річкових долин визначаються дією багатьох факторів, серед яких найважливішими є: маса і швидкість потоку води, висотне розташування базисів ерозії (перепади висот витоку й гирла), геологічна будова та структурні особливості території, спрямування та інтенсивність новітніх та сучасних тектонічних рухів тощо. У поперечному перерізі долини можна виділити кілька основних елементів річкових долин – **русло, заплаву, надзаплавні тераси, корінні береги**.

Руслом (річищем) називається найглибша ділянка річкової долини, де постійно протікає річковий потік. Для русел рівнинних річок характерно чергування відносно неглибоких ділянок (**перекатів**) та заглиблень (**плес**). **Перекасти** рівнинних річок являють собою піщані обмілини, що перетинають русло під кутом 20-30° і мають асиметричну будову. Узбережні ділянки переказів називають **прибічниками**, а найбільш заглиблену центральну частину – **коритом переказу**. Перекасти утворюються на відносно вирівняних ділянках русла і відокремлюються один від одними заглибленими ділянками річища – **плесами**. **Плеса**, як правило, розташовуються біля увігнутого в плані берега і з часом можуть змінювати своє положення: матеріал, із якого складається переказ (**алювій**) поступово переміщується вниз за течією, особливо під час повеней та паводків. В межах русла утворюється **русловий алювій**, який на рівнинах представлений переважно пісками, часом з гравієм та галькою. Однією з найважливіших ознак русел рівнинних та

передгірних річок є *меандрування* (звивистість). На порівняно повільних і відносно маловодних річках ширина поясу меандрування менша, а крутизна окремих меандр більша, ніж на великих річках. Меандрування русла, що відбувається у межах заплав, часто призводить до відокремлення закрутів річки від основного русла. В зв'язку із цим на місці колишньої меандри може утворюватись підковоподібне в плані озеро - *стариця*, що сполучається з річкою під час повеней і великих паводків. В таких озерах нагромаджується *старичний алювій*, представлений переважно глинами, мулом, торфом із прошарками та лінзами піску.

Заплава – це прилегла до русла і вкрита рослинністю частина дна річкової долини, яка під час повеней затоплюється водою. Заплави утворюються майже на всіх постійних водотоків і лише окремі ділянки річкових долин не мають виразних заплав (пороги, водоспади, ущелини тощо). Висота заплави поступово зменшується вниз за течією. Геологічну основу заплав складає особливий тип відкладів – *заплавний алювій*. Він представлений на рівнинних річках супісками та суглинками, що перешаровуються з горизонтами викопних ґрунтів, які формуються у безповеневі роки. За геоморфологічними особливостями виділяють кілька *типів заплав*: *сегментні* (утворюються при інтенсивному меандруванні русла, характеризуються дугоподібними гривами і міжгривовими зниженнями); *паралельно-гривисті* (утворюються здебільшого при широких руслах під час переміщення річищ в напрямку одного із схилів долини, характеризуються наявністю витягнутих вздовж русла паралельних пасем і знижень між ними); *обваловані* (поширені на річках похилих передгірних рівнин, відрізняються тим, що русло річки заповнюється крупним алювієм і гіпсометрично лежить вище заплави, яку захищають від затоплення лише прируслові вали). За особливостями будови розрізняють заплави *аккумулятивні* (із нормальною потужністю алювію) та *цокольні* (порівняно тонкий шар алювію підстилається корінними породами). У долинах більшості річок досить чітко простежується два гіпсометричні рівні заплав - *заплава низького рівня*, яка щорічно заливається водою, та *високого рівня*, яка вкривається водою лише під час найвищих повеней (видатних повеней, що мають місце через десятки або й сотні років).

Надзаплавні тераси являють собою вирівняні майданчики різної ширини (від десятків метрів до кількох кілометрів), які ніби східці прибудовані до корінних бортів річкових долин і відділяються одна від одної більш чи менш виразними уступами в рельєфі. Серед *причин утворення терас* найважливішими є: зміна кліматичних умов; - зміна положення базисів ерозії; висхідні тектонічні рухи. Кількість терас на різних річках різна, що зумовлено особливостями розвитку кожної індивідуальної річки. Так, наприклад, на більшості середніх за розмірами рівнинних рік України (таж р. Стир) кількість надзаплавних терас не перевищує 2-3, на Дніпрі – 6. Відносний вік тераси визначається за її положенням відносно меженного (найнижчого) рівня води в руслі – чим вище знаходиться тераса, тим пізніше вона утворилась. В зв'язку із цим виділяють *I-у надзаплавну терасу*, *II-у надзаплавну терасу* і т.д. Основними морфологічними елементами тераси є: *майданчик тераси* (власне поверхня тераси), *уступ* або *укіс* (більш або менш виразне урвище до майданчика прилеглому знизу терасового рівня), *бровку* (місце стику) та *тиловий* (внутрішній) шов. За особливостями будови виділяють три основні типи річкових терас: *аккумулятивні* (складені повністю алювіальними відкладами); *ерозійні* (майже цілком “вирізані” річкою у корінних породах, лише подекуди перекриті незначним шаром алювію); *цокольні* (нижня частина тераси – цоколь – складена корінними породами або давнім алювієм, а зверху перекривається товщею алювіальних відкладів, час формування яких відповідає віку тераси).

Морфологічні та генетичні типи річкових долин. Насамперед основними типами річкових долин є: *тіснини* (глибоко врізані долини з майже вертикальними схилами); *ущелини* (глибокі долини V- подібної форми з опуклими схилами); *каньйони* (відрізняються від ущелин східцевидною формою схилів, зумовленою нерівномірною твердістю порід); *долини ящикоподібної (коритовидної) форми* (мають широке дно, де

русло займає порівняно невелику частину, саме у подібних долинах формуються заплави, а на схилах - **комплекси надзаплавних терас**).

Однією з важливих особливостей поперечних профілів річкових долин є їх **асиметричність**, тобто різна крутизна (а часто і різний характер будови) лівого і правого схилів долини. Так, наприклад, у північній півкулі переважає так звана "правобережна" асиметрія, коли праві береги річкових долин вищі і крутіші від лівих. Серед причин, що зумовлюють стійку асиметрію долин, виділяють тектонічні, планетарні (прояв сили Коріоліса, пов'язаної з обертанням Землі навколо осі), екзогенні (нерівномірність схилових процесів на бортах долини) тощо. З геоморфологічних позицій величезне значення мають **планові (площинні) особливості** долинного рельєфу. Сукупність річкових долин, розміщених на певній території, називають **річковою (долинною) мережею**, сукупність водотоків різних розмірів, які утворюють зрештою, єдиний поверхневий водотік, називають **річковою системою**. У кожній річковій системі виділяють **головну ріку**, що впадає у певний водний басейн (море, озеро тощо) та **притоки**. Площа, з якої здійснюється стік води у річку, утворює **водозбір (басейн)** цієї ріки, а відносно підвищені ділянки рельєфу, які розділяють басейни сусідніх річкових систем, називають **вододілами** (найвищі точки вододілів утворюють вододільну лінію). Виділяють наступні типи річкових долин: **деревоподібний тип долин** (має найбільше поширення на рівнинах); **перистий тип** (притаманний поздовжнім долинам складчастих областей); **ортогональний** (розломним зонам складчастих областей та розбитим глибинними розломами ділянкам рівнин (ріки Поділля); **паралельний тип** (найчастіше спостерігається на похилих передгірних рівнинах та молодих морських низовинах); **радіальний тип** (поширений у міжгірних улоговинах та на окремих активних куполоподібних геологічних структурах).

Надзвичайне поширення і різноманітність геоморфологічного прояву флювіальних процесів призводить до формування **своєрідних типів флювіального рельєфу**, які визначають основні риси сучасної поверхні на окремих (часом досить значних за площею) територіях. Серед них слід відмітити насамперед **долинний** тип рельєфу, який утворюється комплексами річкових долин і має найбільше поширення серед морфоскульптур помірного поясу. На лесових височинах лісостепової й степової зон України домінує **яружно-балковий** тип рельєфу. В умовах поширення щільних глинистих порід та сухого клімату тимчасові водотоки утворюють своєрідний **сиртовий** тип флювіального рельєфу, що являє собою чергування розложистих косогорів та широких знижень між ними. Специфічний тип рельєфу, створений тимчасовими вод стоками у посушливих передгір'ях, який являє собою хаотичні комбінації переплетених яружних систем і ерозійних останців на місці зруйнованих схилів, одержав загальну назву **бедленд** (зіпсовані землі). Особливий **гривистий** тип рельєфу утворюється чергуванням паралельних субширотних річкових долин і порівняно невисоких плоских вододілів. Досить поширений на Землі (у тому числі і в Україні) **куестовий** тип флювіального рельєфу, представлений комплексом паралельних гірських хребтів або пасем, складених моноклінальним заляганням пластів і відпрепарованих глибинною ерозією річок, що утворюють тут глибокі асиметричні долини.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості формування рельєфу в перигляціальной зоні?
2. Оцініть особливості процесу накопичення в перигляціальной зоні?
3. Охарактеризуйте будову перигляціального алювію?
4. У чому полягають відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію?
5. У чому полягають особливості формування річкових терас?
6. У чому полягає суть та еволюція теорії «леси і тераси»?
7. Морфологічні та генетичні типи річкових долин?
8. Чим характеризується куестовий тип флювіального рельєфу?

Тема 8. Поверхні вирівнювання. Схилові процеси.

1. Суть поняття «поверхні вирівнювання». Розвиток вчення про поверхні вирівнювання, умови їхнього формування.
2. Класифікації поверхонь вирівнювання.
3. Особливості розвитку схилів, перебігу схилових процесів в умовах різних морфоструктур та різних кліматичних зон.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: поверхні вирівнювання, схили, класифікація схилів, схилоформуючі процеси, схилові процеси, схилова денудація, обвал, осипи, лавини, зсуви, делювіальні схили, ендегенні схили, екзогенні схили, пенепленизація, педіпленизація, група деліпсивних зсувів, група детрузивних зсувів.

Рельєф земної поверхні можна розглядати як безперервну комбінацію найрізноманітніших схилів та відносно горизонтальних (субгоризонтальних) ділянок. **Схилами** називають похилі поверхні, на яких визначальну роль у переміщенні речовини відіграє складова сили тяжіння, спрямована по схилу вниз. Це має місце при похилі поверхні більше 2°. Загалом схили займають понад 80% поверхні суходолу. Схили поділяються: за **крутизною**: круті (кут похилу поверхні схилу до площини горизонту більше 35°), середньої крутизни (15-35°), розлогі (5-15°) та дуже розлогі (2-5°); за **довжиною**: довгі (понад 500 м), середньої довжини (50-500 м) та короткі (менше 50 м); за **формою** профілю: прямі, опуклі, увігнуті та опукло-увігнуті; за **походженням**: ендегенні (тектонічні, магматичні) та екзогенні (денудаційні, акумулятивні).

Розрізняють процеси **схилоформуючі**, які визначають умови первинного утворення схилів, а також **схилові**, завдяки яким відбувається постійне переформування схилів. Активність і різноманітність схилових процесів визначаються співвідношенням складової сили тяжіння та сил зчеплення часточок пухких порід, що вкривають схил, між собою та з підстеляючими корінними (невивітряними) породами. В цілому ці процеси зумовлюють переміщення (а за сприятливих умов і нагромадження) матеріалу, тобто утворення як денудаційних, так і акумулятивних форм рельєфу. Схилова денудація є одним з найважливіших екзогенних факторів формування рельєфу і виступає основним постачальником матеріалу, з якого потім утворюються алювіальні, морські, льодовикові та інші відклади. Згідно сучасних уявлень, основними факторами денудації, особливо у гірських районах, виступають обвальні, осипні, зсувні, делювіальні та лавинні схили.

Обвальні схили. **Обвалом** називають відокремлення великих брил від основної маси ґрунту і наступне їх переміщення вниз по схилу. Утворенню обвалів передують утворення тріщини (частіше - системи тріщин) у монолітному тілі крутосхилу. Морфологічними наслідками обвалів є стінки зриву у верхній частині (на схилах крутизною 30-40°) та ніші (на більш крутих схилах). Значні обвальні маси розпадаються на безліч уламків різних розмірів, які, рухаючись до підніжжя під дією сил гравітації, інтенсивно руйнують схил, утворюючи на ньому виразні заглибини (відомий випадок в Альпах, коли під час обвалу кам'яний "потік" залишив на схилі борозну глибиною 6-10 м при ширині до 10-20 м). Саме подібні заглибини разом із стінками зриву та нішами становлять основу мікро- і нанарельєфу обвальних схилів. Акумулятивна частина обвальних схилів характеризується хаотичним горбистим рельєфом з висотою окремих горбів до 25-30 м. Поширюючись переважно в горах, обвали часто повністю перекривають дно вузьких ущелин, утворюючи велетенські загати, за якими формуються озера (Сарезьке на Памірі, Ріца на Кавказі та ін.). В окремих випадках об'єм обвального матеріалу сягає кількох кубічних кілометрів (один з обвалів у Альпах зніс зі схилу близько 15 км³ ґрунту, покривши уламками площу 49 км²). Проте найбільше поширення у горах мають порівняно невеликі обвали (з розмірами окремих уламків до 1 м³).

Осипи найчастіше пов'язуються з фізичним вивітрюванням і особливо поширені на схилах, складених мергелями та глинистими сланцями. Класичними формами рельєфу осипу виступають **осипні схили**, **осипний лоток** та **конус осипу**. Власне осипний схил являє собою відслонення корінної породи, що підлягає фізичному вивітрюванню. Продукти вивітрювання (щебінь, жорства), переміщуючись униз по схилу, "виорюють" у ньому своєрідні жолоби - **осипні лотки** (глибина 1-2 м, ширина до 5-10 м). Рух уламків на схилі триває до того часу, поки похил поверхні осипу не стане меншим від кута природного укосу. З цього моменту починається акумуляція уламків, формується **конус осипу**. Зливаючись один з одним, осипні конуси утворюють у нижній частині схилу та біля його підніжжя суцільний шлейф грубоуламкового осипного матеріалу, який іменують **колювієм** (від лат. - "нагромадження"). В Україні обвальні-осипні форми рельєфу поширені у найвищих і найбільш розчленованих ерозією частинах Карпат (Горгани, Чорногора, Полонинський хребет) та інші.

Лавинні схили утворюються ковзаючими та обвальними масами снігу, особливо характерними для гір з постійним сніговим покривом. Розрізняють три головних типи лавин: **осови** (снігова маса сповзає широким фронтом, не утворюючи єдиного русла, і охоплює поверхневий шар снігу товщиною до 0,3-0,4 м); **лоткові лавини** (рухаються періодично по чітко зафіксованих "руслах", часто підготовлених тимчасовими водотоками; мають виразні снігозбірні лійки, сформовані у колишніх карах; **лавинні лотки** – добре помітні на місцевості коритоподібні зниження, **лавинні конуси виносу** - снігові маси, перемішані з уламками, знесеними лавиною зі схилу) та **стрибаючі лавини**, що являють собою різновид лоткових лавин з різкими зламами поздовжніх профілів лавинного схилу. Масштаби, частота лавин, а відтак і їх геоморфологічна роль, залежать від багатьох факторів: від розмірів снігозбірної площі, довжини і крутизни схилу, стану снігового покриву (сухий чи мокрий сніг), нарешті, від стану погоди в момент формування лавини. В Україні у сучасних умовах лавинні схили формуються в окремих частинах Карпат (Чорногора, Свидовець)

Зсувні схили відрізняються від описаних вище тим, що при зсуві відбувається переміщення вниз по схилу монолітного блоку порід. Іншою особливістю є гідрогеологічна зумовленість зсувів - найчастіше вони виникають в умовах, коли водопроникні пласти (водоносні горизонти) підстеляються водотривкими породами (частіше за все – глинами), особливо якщо падіння водотривких порід співпадає з напрямком падіння схилу. За таких умов водотривкий горизонт стає своєрідною поверхнею ковзання, по якій і відбувається переміщення мас ґрунту. Зсувами формується особливий комплекс форм рельєфу, головними елементами якого виступають: **зсувний цирк**, обмежений стінкою відриву; **зсувний блок**, обмежений похилою зсувною терасою та крутим укосом у напрямку падіння схилу; часто біля підніжжя схилу формується **напірний зсувний вал**, що являє собою деформовані під тиском зсувної маси корінні породи схилу. Залежно від умов формування і морфологічних особливостей виділяють різні **типи зсувів: детрузивні** (шттовхаючі), що починаються у верхній частині схилу; **деляпсивні** (сповзаючі), які утворюються у нижній частині схилу; **зсуви-спливини** тощо. Зсувні явища в Україні є одним з найпоширеніших (після площинного змиву) видів схилових процесів. Крім гірських районів Карпат, зсуви поширені на окремих ділянках крутосхилів річкових долин (особливо на правому березі Дніпра від Києва до Черкас, у долинах Ворскли, Псла, Сули, Сіверського Дінця та ін.).

Дельювіальні схили утворюються під дією процесів площинного змиву. Незалежно від типу й особливостей схилів, основним напрямком діяльності схилових процесів є денудація, тобто загальне руйнування схилу. Якщо будь-яка ділянка земної поверхні протягом тривалого часу перебуває у стані тектонічного спокою, то розвиток агентів схилової денудації (при обов'язковій участі і процесів вивітрювання) призводить до виположування межиріч (вододільних просторів) і поступового перетворення розчленованої ділянки земної поверхні на невисоку, слабохвилясту рівнину, яку В. Девіс

свого і часу назвав *пенепленом*. Зустрічається й інший тип розвитку схилів та формування денудаційних поверхонь вирівнювання, при якому схили руйнуються не зверху, а відступають паралельно самим до себе, поступово звужуючи, знижуючи і зрештою, вирівнюючи межиріччя. Сформована таким шляхом денудаційна рівнина називається *педіпленом*. Найпростішою формою педіпленизації є утворення похилої (3-4°) рівнини біля підніжжя відступаючого схилу - *педімента*, загальна рівнинність якого часто порушується підняттями *залишкових (останцевих) гір* (збережених при денудації островних ділянок колишнього схилу).

Утворення *поверхонь вирівнювання (педіментів, педіпленів, пенепленів)* можливе лише за умови *низхідного розвитку рельєфу*, тобто при загальному переважанні екзогенних процесів над ендегенними. В разі переважання ендегенних процесів над екзогенними, тобто при *висхідному розвитку рельєфу*, схили стають більш крутими, а утворені раніше поверхні вирівнювання можуть бути підняті на новий гіпсометричний рівень. Активність і спрямування схилових процесів залежать від багатьох передумов, серед яких найголовнішими можна вважати: похил первинного схилу, потужність та механічний склад схилових відкладів, режим зволоження. Отже, провідну роль у формуванні схилів відіграють процеси вивітрювання, характер і режим атмосферних опадів. А оскільки і вивітрювання, і розподіл опадів мають зональний характер, справедливим можна було б вважати і твердження про зональність схилів. В той же час інші фактори, від яких залежить утворення схилів (наприклад, геологічні, гідрогеологічні), є інтразональними, тобто такими, що не знаходять відображення у природній зональності. Не дивлячись на те, що ці фактори проявляються на порівняно обмежених площах (на відслоненнях певних порід", при неглибокому схиловому заляганні підземних водоносних горизонтів тощо), вже сам факт існування інтразональності окремих схилоформуєчих факторів не дає права обґрунтовано підтверджувати зональний розподіл схилів.

В зв'язку з цим більш науково виправданим є підхід до оцінки розміщення схилів, запропонований Ю.Симоновим, який поділяє схили на регіональні, тобто такі, що простежуються на значних територіях - регіонах (наприклад, делювіальні), та локальні, що мають обмежене поширення (обвальні, осипні, лавинні тощо). Визначення віку схилів являє собою чи не найскладнішу задачу геоморфологічного аналізу. Особливо це стосується денудаційних схилів, оскільки вік акумулятивних схилів з тією чи іншою надійністю може бути визначений одним з описаних нами раніше методів. Не вдаючись у деталі проблеми, підкреслимо, що при визначенні віку денудаційних схилів найчастіше користуються методом корелятивних відкладів, тобто співставленням часу розвитку руйнівних процесів на схилі з віком акумулятивних форм, утворених при цьому руйнуванні. Другим поширеним методом визначення віку денудаційних форм рельєфу (серед них і схилів) є порівняльний метод: вік визначається за співставленням з відкладами та формами рельєфу, час утворення яких відомий. Наприклад, можна стверджувати, що схили річкових долин Західного Полісся утворилися у післядніпровський час, оскільки ці долини врізані у поверхні межиріч, складених відкладами дніпровського льодовика. Якщо в долині збереглася перша надзаплавна тераса пізньочетвертинного (валдайського) віку, то схил, що веде від майданчика тераси до заплави, має більш молодий (пізньоплейстоценово-голоценовий) вік, оскільки рівень заплави формувалася вже протягом голоцену.

Незалежно від типу і особливостей схилів, основним напрямком діяльності схилових процесів є денудація, тобто загальне руйнування схилу. Якщо будь-яка ділянка земної поверхні протягом тривалого часу перебуває у стані тектонічного спокою, то розвиток агентів схилової денудації (при обов'язковій участі процесів вивітрювання) призводить до виположування межиріч (вододільних просторів) і поступового перетворення розчленованої ділянки земної поверхні на невисоку, слабохвилясту рівнину, яку В.Девіс свого часу назвав пенепленом. Дійсно, як показали пізніші дослідження, утворення

вирівняних поверхонь за рахунок пенепленізації (руйнування зверху) достатньо поширене у природі. Проте не менш часто зустрічається й інший тип розвитку схилів та формування денудаційних поверхонь вирівнювання, при якому схили руйнуються не зверху, а відступають паралельно самим до себе, поступово знижуючи і вирівнюючи межиріччя. Сформована таким шляхом денудаційна рівнина називається педіпленом. Найпростішою формою педіпленізації є утворення похилої (3-4⁰) рівнини біля підніжжя відступаючого схилу – педімента, загальна рівнинність якого часто порушується підняттями залишкових гір.

Процеси пенепленізації та педіпленізації у різних співвідношеннях проявляються у всіх без винятку природних зонах. Проте слід мати на увазі, що утворення поверхонь вирівнювання (педіментів, педіпленів, пенепленів) можливе лише за умови низхідного розвитку рельєфу, тобто при загальній перевазі екзогенних процесів над ендегенними. В разі переважання ендегенних процесів над екзогенними, тобто при висхідному розвитку рельєфу, схили стають більш крутими, а утворені раніше поверхні вирівнювання можуть бути підняті на новий гіпсометричний рівень (вони простежуються лише фрагментарно, за залишками вирівнених ділянок на реліктових формах рельєфу). Завдяки неодноразовій зміні висхідних та низхідних етапів розвитку рельєфу, особливо помітній у гірських країнах, може утворитися кілька ярусів таких денудаційних рівнів, які у вигляді велетенських сходинок лежать на різних висотах. Саме такі ділянки, що фіксують зміни умов рельєфотворення у часі, називають поверхнями вирівнювання. Не дивлячись на назву, поверхня цих денудаційних рівнів може бути деформована наступними складчастими або розривними тектонічними рухами (наприклад, середньопліоценова поверхня вирівнювання у центральних частинах Великого Кавказу лежить на висотах близько 1000 м, знижуючись на периферії гір до 300 - 400 м). Менш чітко простежуються такі поверхні вирівнювання на тектонічно спокійних платформених територіях, хоч, наприклад, на Бразильській та Африканській платформах виділяється п'ять ярусів подібних денудаційних рівнів.

Схили поєднують дніща низовин з поверхнями височин будь-якого генезису. По схилах здійснюється спільна дія процесів схилової денудації і транзиту уламкового матеріалу від вододілів до дніщ чи долин іншого проміжного базису денудації. Головним діючим фактором є сила ваги, тому на схилах переважають гравітаційні процеси: обвали, зсуви, осипи, переміщення делювіальних і соліфлюкційних покривів і інші. По генетичній ознаці схили підрозділяються на ендегенні і екзогенні. **Ендегенні схили** - похилі поверхні, безпосередньо зв'язані з морфологічним становленням силових форм різних порядків. Основні параметри (крутість, висота, простягання й ін.) залежать від типу деформацій і їхнього новітнього розвитку. Ендегенні схили моделюються екзогенними процесами. Ендегенні складні схили характеризуються дуже значною довжиною і великою висотою (у гірських країнах висота - до перших км, довжина - до перших сотень км; на платформах висота може перевершувати 1-2 км).

Екзогенні схили - похилі поверхні, що формуються в результаті безпосереднього впливу екзогенних процесів. Вони не відповідають елементам тектонічних деформацій, але окремі параметри (крутість і ін.) побічно залежать від внутрішньої будови і характеру загальних новітніх рухів. Будова полігенних схилів визначається сполученням ендегенних і екзогенних поверхонь. Крутість і її зміна залежать від співвідношення ендегенних (Т) і нівелуючих екзогенних (Д) процесів: Т>Д - крутість згодом зростає; Т=Д - динамічну рівновагу, збереження загальної крутості; Т<Д - вирівнювання схилу.

Форма схилів може бути прямою, опуклою й увігнутою. В.Девіс зіставляв прямий схил зі здійсненням і активним розвитком глибинної ерозії, а увігнутий вважав формою, характерною при зниженні швидкості позитивних вертикальних рухів і зменшенні активності ерозійних процесів. Важливою характеристикою схилів є їхня ступінчастість. Вона відбиває спрямований імпульсивний ріст підняття і западин - є загальною для

великих регіонів і виділяється як регіональна (на відміну від локальними, обумовленими місцевими причинами). Схили і корелятивні відкладення областей горотворення і платформних рівнин. По генезису, морфології, внутрішній будові і характеру будови уламкового матеріалу виділяються обвальні-осипні, десерпційно-соліфлюкційні, делювіальні, зсувні, складні полігенні типи схилів. Їхнє утворення обумовлене сполученням орографічних і кліматичних умов, що визначені новітнім ендегенним розвитком рельєфу. На схилах, із крутістю більш 35-37 градусів (кут природного позилу), переважають обвалювання й опадання. При крутості меншої кута природного укосу, але більше 12-15 градусів розвиваються процеси оповзання, що часто сполучаються з делювіальним зливом і масовим рухом уламків, що покривають схил. На положистих (у т.ч. із крутістю 1-20) схилах відбуваються делювіальний злив і масовий рух чохла уламків (дефлюкція, соліфлюкція, курум, "мерзлотний крип" і інші).

Обвальні-осипна група схилів включає обвальні, осипні і перехідні полігенні типи. Найбільший розвиток обвальні-осипна група схилів має в межах ущелистих долин глибоко розчленованого гірського рельєфу. У високих гірських спорудженнях умови формування ускладнюються місцевими кліматичними умовами. При крутості схилів більш 35про частка гірської породи, відділена від корінного схилу без додаткового імпульсу починає рухатися під дією сили ваги. При обсязі блоків, що відокремилися, більш 10 м³, процес називається обвалюванням, при меншому - чи опаданням каменепадом. Загальними причинами обвальних і осипних процесів є порушення цілісності схилу. Відділення брил і дрібних уламків і рух вниз обвальні-осипних мас можуть відбутися через раптове чи швидке зростання ваги окраїнних порід.

Обвальні схили, як правило, присвячені до осипним схилів, тому гравітаційні відкладення утворюють полігенну обвальні-осипну товщу. Підготовка до обвалу охоплює тривалий час і складається, в основному, у формуванні крутого схилу. Сили зчеплення навислого блоку зі схилом стають менше складової сили ваги, спрямованої під кутом до поверхні схилу, і блок обвалюється. Сили зчеплення звичайно бувають ослаблені додатковими зусиллями - безпосередньою причиною обвалу. У верхній частині обвального схилу знаходиться ніша, поверхня якої має форму чи півсфери її частини. Іноді зрив відбувається по площині чи нашарування зони дроблення. Нижче - субгоризонтальна безладно горбиста поверхня, утворена обвальними накопиченнями - акумулятивна частина обвального схилу. До обвалу приводить відсідання схилів. Воно особливо чітко спостерігається по краях платообразних межиріч, нижня частина схилів яких складена породами, здатними до пластичної деформації, а верхня - міцними вертикально тріщинуватими породами. Необхідна глибина врізу долин - більш 150-300 м.

Атмосферні води приводять до вивітрювання порід, що складають схил, і харчують тіло зсуву вологою. Активні екзогенні фактори - процеси, що впливають на схили (ерозія, абразія, суфозія і гідродинамічний тиск, що робиться потоком підземних вод на зсувній масив). Активність екзогенних процесів залежить від новітнього тектонічного розвитку схилу, а в сейсмічних районах - від частоти і бальності землетрусів. Утворенню зсувів сприяє шкідлива діяльність людини.

У верхній частині зсувного схилу розміщується стінка відриву, чи надзсувний уступ - крутий, іноді - вертикальний, нерівний. У корінному схилі паралельно йому розвиваються системи зяючих тріщин розтягання. Ніші відриву мають різну форму. У великих складних зсувах у більшості випадків виділяється дві частини: - верхня - структурна, чи глибова - у її межах частково зберігається первісна будівля порід. У рельєфі брили утворюють системи масивів, розміщених східчасто, поверхня ступіней нахилена до стінки відриву і часто заболочена уздовж контакту окремих брил. Глибова частина розбита на окремі блоки; - нижня - аструктурна, - представляє сильно перем'яті породи з уламками більш стійких різниць. У її рельєфі виділяються бугри обдимання, що чергуються з часто заболоченими западинками. Тіло зсуву лежить на поверхні ковзання (динамічна поверхня).

Підосва зсуву - вихід площини ковзання на поверхню в підніжжя зсувного схилу . Тіло зсуву розбите системою бічних тріщин (результат тертя тіла зсуву при перемещенні). Зовнішня сторона зсувної мови ускладнена системою лобових тріщин (зв'язані з розшаруванням зсувних мас на поверхні). Глибина захоплення порід зсувним процесом на схилі називається рівнем оповзання, що може розташовуватися вище і нижче суміжного базису ерозії. Якщо рівень оповзання лежить вище базису ерозії, то зсуви називаються деляпсивними, чи зсковзують зі схилу; якщо нижче - детрузивними, чи зсувами видавлювання. Виділяється трохи генетичних типів зсувів: консистентні і - зв'язані зі зміну консистенції порід і переходом глинистих відкладень у пластичний і текучий стан при зволоженні; суфозійні - утворюються в результаті розпушення матеріалу при виносі мілкозема; суфозійно-консистентні - утворюються при сполученні обох причин.

Група деляпсивних зсувів характеризується грузлим плином, у результаті якого формуються спливи - малі зсувні тіла. Стадії розвитку зсувного схилу: зривши рослинності по вивітреній частині четвертинного покриву; зсув цієї вивітреної частини по ущільненій і всіх четвертинних відкладень по корінним з наступним руйнуванням корінних порід, з багаторазовим зі сковзанням зсувних масивів і профілюванням у рельєфі схилу зсувних терас. У лесовидних товщах, що залягають на скельних породах, при швидкому зволоженні утворюються зсуви-потоки, що виникають у результаті скидання вязкотекучих мас; вони можуть впливати по долинообразним зниженнях і при надходженні в ріки розбавляються і трансформуються в селі.

Група детрузивних зсувів. У процесі переміщення зсувного масиву відбувається деформація порід у підставі зсувного схилу. Рухливість зсуву підсилюється якщо він підмивається рікою. При глибокому захопленні порід процесом оповзання в ріці можуть виникати острова, складені видавленими масами зсуву. Детрузивні зсуви видавлювання можуть формуватися при заляганні хитливих порід під стійкими. На високих гірських схилах складної внутрішньої будівлі зсуви починають переміщатися по слабких зонах схилу, складеного скельними породами. Детрузивні зсуви виникають при наявності в середній і нижній частині схилу водоносних дрібнозернистих пісків-плевунів. Делювіальні схили і корелятивні їм відкладення середніх широт - це утворення, що виникли в результаті струйчатого чи борознистого змиву часток чи ґрунту з похилих поверхонь дощовими і поталими водами і відкладення продуктів руйнування у виді плащеподібних покривів делювія. У їхньому формуванні найбільш істотне значення мають: 1) кількість і характер опадів, 2) крутість схилу, 3) фізико-механічні й ін. властивості порід, що складають схил, 4) ступінь консервації ґрунту рослинним покривом. По консистенції схилові утворення можуть бути твердими, пластичними, текучими. На консистенцію впливають форма часток, агрегатний стан води, наявність колоїдів у розчинах і кристалізаційного зв'язку.

Десерпційні схили - це посипані щебенем і дресвою "голі" поверхні. Їхня рухливість залежить від: 1) режеляції - багаторазового танення і замерзання і, як наслідок, порушення первісної будівлі; 2) умов рослинного покриву; 3) тривалості періодів танення і замерзання, що супроводжуються зміною обсягу часток, а також повільним сповзанням - дефлюкцією, чи крипом. Відповідно до геоморфологічних і кліматичних умов виділяються основні типи схилів: обвальні-осипні, зсувні (зсуви-обвали і схили осідання), десерпційно-соліфлюкційні схили і полігенні схили. Складні полігенні схили найбільш типові для гірських споруджень. Їхня морфологія і внутрішня будівля залежить від сполучень геоморфологічної і орокліматичної зональності. У межах верхнього ярусу переважають десерпційно-осипні і соліфлюкційно-осипні аккумулятивні форми, зв'язані з моренами і сніжниками. У верхній частині схилів нижнього ярусу велика роль лінійних форм. У екстрагляціальній зоні переважають обвальні-осипні схили, ускладнені зсувами.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягає сутність вчення про поверхні вирівнювання?
2. Типи схилів за класифікаційними ознаками?
3. У чому полягають особливості схилоформуючих процесів?
4. У чому полягають особливості схилових процесів?
5. Особливості формування обвальних схилів?
6. Опишіть класичні форми рельєфу осипу?
7. Особливості формування лавинних схилів?
8. Особливості формування зсувних схилів?
9. Поширення зсувних явищ в Україні?
10. Особливості формування делювіальних схилів?
11. Особливості процесів пенепленизації та педіпленизації?
12. Особливості поширення ендегенних схилів?
13. Особливості поширення екзогенних схилів?
14. Оцініть групу деляпсивних зсувів?
15. Оцініть групу детрузивних зсувів?

Тема 9. Геоморфологія в Україні.

1. Особливості перебігу процесу становлення геоморфологічної думки в Україні.
2. Основні результати геоморфологічних досліджень українських науковців.
3. Перспективи розвитку геоморфології в Україні.

Рекомендована література: 2-7, 9-10

Ключові поняття: геоморфологічна думка в Україні, геоморфологічні дослідження в Україні, національні школи геоморфологічних досліджень, перспективи геоморфологічних досліджень в Україні.

Світові тенденції розвитку геоморфології проявили себе і в Україні. Науковими осередками тривалий час, особливо наприкінці XIX – першій половині XX ст., були університети. Перші геоморфологічні праці, що стосувалися території України, належать професору кафедри геології **Харківського університету** І. Леваковському (1863, 1869, 1870, 1889), який довів суттєву роль водної ерозії у формуванні багатьох форм рельєфу, виявив асиметрію долин, виконав перше геоморфологічне районування країни. Тоді ж (1864, 1867) Н. Борисяк висвітлив особливості рельєфу Ізюмського повіту, зафіксував значне поширення валунів кристалічних порід на Лівобережжі.

Учень І. Леваковського, видатний геоморфолог та палеогеограф О. Гуров досліджував терасовий рельєф Середнього Дніпра, етапи розвитку рельєфу Лівобережної України в неогені. У 20-30-ті роки XX ст. традиції Харківської школи геоморфології продовжили Д. Соколов і М. Дмитрієв. Д. Соколов уклав один з перших узагальнених описів рельєфу всієї України (1929), виявив гляціодислокації та неогенові тераси, зробив структурно-геоморфологічне районування України, а також оригінально інтерпретував відомості про рельєф Європи та склав скульптурно-структурну карту Європи. М. Дмитрієв уточнив межі зледенінь та дослідив їхній вплив на рельєф України, розробив схему геоморфологічного районування України, зрештою, видав першу монографію про рельєф УСРР (1936), разом із Д. Соколовим та послідовниками дослідив терасовий комплекс рік басейнів Дніпра і Сіверського Дінця.

У другій половині XX ст. структурно-геоморфологічний аналіз теж на чільному місці: за його допомогою С. І. Проходський виявив перспективні на нафту і газ ділянки в рівнинній частині України, по-новому відтворив етапність геоморфогенезу у межах Дніпровсько-Донецької западини. З ініціативи С.І. Проходського його учні розпочали дослідження структури флювіального рельєфу та широке впровадження у геоморфологію математичного моделювання. Зараз представника харківської школи геоморфології І.

Черваньова вважають одним із засновників структуралізму у вивченні морфології рельєфу та вчення про самоорганізацію геоморфологічних систем.

Поштовх розвитку геоморфологічних досліджень надало створення при **Київському університеті** 1869 р. Товариства дослідників природи, головою якого у 1877-1898 рр. був К. Феофілакт; він вивчав відображення тектоніки в рельєфі на прикладі Канівських дислокацій, походження делювіальних утворень Київської і Полтавської губерній. Учень К. Феофілактова П. Армашевський значну кількість наукових праць присвятив четвертинним відкладам України, він уважав, що валунні відклади у басейні Дніпра є наслідком перебування на цій території льодовика.

Ще один учень К. Феофілактова - П. Тутковський - більшість праць присвятив четвертинній геології України. Світове визнання він здобув завдяки еоловій гіпотезі утворення лесу; дослідженнями похованого рельєфу фундаменту Українського Полісся заклав основи палеогеоморфології. У працях П. Тутковського є початки структурної геоморфології та морфокліматичної концепції. Праці Б. Лічкова, який працював у Київському університеті в 1913-1927 рр., присвячені геоморфології річкових долин України, теорії зональності рельєфу та її зв'язку з різними видами рухів на Землі, корелятивному аналізу на підставі порівняння розвитку денудаційного рельєфу Українського щита й акумулятивного рельєфу Дніпровсько-Донецької западини, ізостазії як наслідкові материкового зледеніння. Учення П. Тутковського розвинув В. Крокос. Він уперше розробив детальну стратиграфічну схему лесово-грунтової серії України і на підставі її аналізу запропонував вивчати вік річкових терас. Учнями В. Крокоса були В. Бондарчук, Д. Біленко, Л. Лепікаш, Г. Закревська, П. Заморій, О. Каптаренко, І. Підоплічко та інших.

У Київському університеті 1949 р. створено кафедру геоморфології (зараз – землезнавства та геоморфології). Її перший завідувач – професор П. Заморій – заклав основи морфолітогенетичного аналізу, разом з І. Соколовським започаткував в Україні новий напрям – неотектонічний аналіз. Тектоніка належала до провідних напрямів досліджень В. Бондарчука, який одним з перших розробив метод структурно-геоморфологічного аналізу, обґрунтував принципи геоморфологічного районування, уперше звернув увагу на геоморфологічні ознаки активності локальних структур Придніпровської низовини та їхній зв'язок з нафтогазоносними пастками.

Тоді ж в університеті виконано значний обсяг робіт з геоморфологічного картографування. О. Маринич розробляв загальні та регіональні проблеми геоморфології, уперше виділив різновікові яруси рельєфу платформної частини України. І. Рослий займався одночасно геоморфологічними і палеогеографічними дослідженнями: структурною геоморфологією, геоморфологічним картографуванням та палеогеографією антропогену. Ю. Грубрін розвивав морфоскульптурний напрям досліджень рельєфу України, виділив етапи його розвитку. Він є автором детального геоморфологічного районування території України. Ю. Кошик – один із засновників палеогеоморфологічного напрямку досліджень, автор та редактор палеогеоморфологічних карт території Українського щита, керівник палеогеоморфологічної лабораторії, разом з В. Тимофєєвим та С. Бортником розвивав новий підхід структурно-геоморфологічного аналізу території України з виділенням так званих кільцевих структур різних таксонів. Е. Палієнко розвинув теоретичні засади інженерної геоморфології. Саме під його керівництвом з 1967 р. на кафедрі проводять інженерно-геоморфологічні дослідження. Уже розроблено їхню методику та виконано інженерно-геоморфологічне картографування, зокрема, Причорномор'я та рівнинного Криму.

З 90-х років ХХ ст. В. Стецюк розробляє еколого-геоморфологічний напрям досліджень, застосовуючи теорію морфокліматичної зональності з практичною метою. До важливих питань, над вирішенням яких сьогодні працюють науковці кафедри землезнавства та геоморфології Київського університету, належать етапи вирівнювання рельєфу, ярусність його будови, морфоструктури та морфоскульптури, зональності

екзогенного морфогенезу, палеогеоморфологічний аналіз, розвиток долинних систем, управління землекористуванням, інженерна та екологічна геоморфологія, донний морфолітогенез, морфоструктурний аналіз кільцевих структур, дистанційні методи геоморфологічних досліджень, морфоструктурне моделювання.

Потужним центром геоморфологічної науки вже кілька десятиліть є **відділ геоморфології Інституту географії НАН України**, яким завідує В. Палієнко. Пріоритетними для відділу геоморфології сьогодні є дослідження регіональних морфоструктурних та морфоскульптурних особливостей і закономірностей проблем новітньої та сучасної геодинаміки; просторових закономірностей небезпечних природних та природно-техногенних процесів, у тому числі на урбанізованих територіях тощо.

Геоморфологічні дослідження у **Львівському університеті** розпочали учні відомого географа і геоботаніка А. Ремана, засновника кафедри географії (згодом Інституту): Г. Величко вперше виконав природно-географічний поділ Карпат і вперше використав термін "бескид" для позначення певного типу гір; академік С. Рудницький виявив, що у бескидській частині басейну Дністра є поверхні вирівнювання, а в горганській – нема, з'ясував різний характер формування річкових долин у цих частинах басейну, виділив кілька денудаційно-аккумулятивних поверхонь у Закарпатті на різних гіпсометричних рівнях, дослідив зледеніння на Сянсько-Дністерському межиріччі; Е. Ромер виконав детальний морфологічно-структурний аналіз гірських груп Східних Карпат, розробив генетично-хронологічний підхід для вивчення долини Дністра, висловив оригінальну теорію татранської льодовикової епохи з відмінним від альпійської перебігом зледеніння.

У 1920-1930-х роках рельєф України досліджували у зв'язку із проведенням широкомасштабного геологічного розвідування та картографування ґрунтового покриву. Праці С. Рудницького, Ю. Полянського, П. Тутковського, В. Бондарчука, Р. Виржиківського, М. Дмитрієва (опубліковано першу працю узагальнювального характеру «Рельєф України» в 1936 році, в якій зроблено спробу дослідити геоморфологічне районування), Б. Личкова, Г. Мирчинка, В. Різниченка, Д. Соболева, С. Соболева, В. Чирвінського, В. Крокоса, Б. Мефферта, В. Кубійовича та інших дали змогу створити цілісне уявлення про рельєф України та основні етапи його формування впродовж антропогенного періоду. У той час було створено перші схеми природно-географічного районування, опубліковано низку узагальнювальних праць, зокрема Д. Соболева «Ескіз геоморфології України» (1928), «Атлас України та суміжних країв» (1937) і «Географія українських і суміжних земель» (1938) за редакцією В. Кубійовича, в яких наведено характеристику рельєфу України і процесів його формування. Водночас відбувалося формування геоморфологічних шкіл у Києві, Харкові, Львові, напрями і тенденції геоморфологічних досліджень яких збереглися й понині.

У 20-30-ті роки активно працювали учні Е. Ромера. С. Павловський вирішував проблеми генезису карпатських річкових долин, А. Ціргофер – питання палеогеоморфології Поділля, Ю. Чижевський – генезис долини Дністра і регіоналізацію Передкарпаття, В. Тейсейр – проблеми вершинної поверхні Карпат, А. Маліцький – гіпсового карсту Покуття, С. Кульчицький і А. Ян – проблеми генезису і віку рельєфу північного краю Поділля та ін. Подією для географії і геоморфології того часу стала праця Ю. Полянського "Подільські етюди, тераси, леей і морфологія Галицького Поділля над Дністром" (1929). У 1945 р. створено географічний факультет Львівського університету, а 1950 р. – кафедру геоморфології (з 2000 р. – геоморфології і палеогеографії). Ініціатором відкриття кафедри був П. Цись. Його найважливіші наукові здобутки такі: перша детальна геоморфологічна регіоналізація західних областей України та Українських Карпат; аналіз неотектоніки західних областей України та Українських Карпат, її вплив на формування рельєфу; визначення головних етапів розвитку рельєфу Українських Карпат з акцентуванням на розвиток долинних систем і денудаційних та денудаційно-аккумулятивних поверхонь вирівнювання; перший морфоструктурний аналіз Українських

Карпат з чітким обґрунтуванням виділення морфоструктур першого порядку. К. Геренчук виконав фундаментальне дослідження зв'язку тектоніки та річкової мережі Східноєвропейської рівнини (1960), чим заклав підвалини структурної геоморфології. Експедиційні роботи у 1965-1970 рр. в Українських Карпатах, якими керували професори П. Цись та К. Геренчук, привели до формування нового напрямку досліджень – динамічної геоморфології. У цей період започатковано також стаціонарні та експериментальні дослідження сучасних схилових процесів на Передкарпатті, Опіллі, у Вулканічних Карпатах. Зі створенням лабораторії інженерно-геоморфологічних досліджень утвердилася школа інженерної геоморфології.

У 90-х роках сформувалася нова школа – екологічної геоморфології – під керівництвом професора І. Ковальчука. Тоді ж відновлено започатковану П. Цисем школу регіональної геоморфології. В серії "Рельєф України" опубліковано монографії Я. Кравчука "Геоморфологія Передкарпаття" (1999), "Геоморфологія Скибових Карпат" (2005) і Р. Сливки "Геоморфологія Вододільно- Верховинських Карпат" (2002). Провідні наукові напрями теперішніх геоморфологічних досліджень кафедри такі: регіональний аналіз; інженерна геоморфологія; динаміка сучасних рельєфотвірних процесів; історико-географічні дослідження.

З геоморфологією в **Одеському університеті** початку ХХ ст. пов'язані імена В. Ласкарьова і В. Крокоса. В. Ласкарьов працював на кафедрі геології у 1892-1920 рр., досліджував Волинську, Подільську, Бессарабську губернії, зокрема, уклав 17-й лист геологічної карти Росії і 730-сторінкову пояснювальну записку до нього (1914). У цій та інших працях є фактичний матеріал і теоретичні узагальнення щодо ярусності лесів, походження і будови річкових долин регіону. У 1912-1926 рр. В. Крокос в Одесі почав розробляти методику вивчення лесів; результати досліджень стали основою "Матеріалів до характеристики четвертинних відкладів східної і південної України" (1927). Представниками одеської геоморфологічної школи останніх десятиліть є Н. Ізмайлова, Ю. Амброз, Г. Швец, Є. Єлісеєва, Ю. Шуйський, Т. Федорченко та ін. Галузі спеціалізації одеситів – вивчення рельєфотвірних процесів на узбережжі Чорного моря та наслідків антропогенного втручання в їхній перебіг, а також типів берегів і механізмів їхнього утворення, підводного рельєфу. У зв'язку з вирішенням численних господарських завдань проводилося дослідження природи України загалом та її рельєфу зокрема. Особлива увага приділялася вивченню річкових долин та історії розвитку рельєфу, що було дуже важливим для гідроенергетичного будівництва (Ф. Саваренський, Д. Назаренко, А. Ромоданова). Водночас активно дискутується питання походження канівських дислокацій (В. Різниченко, В. Бондарчук та ін.).

У 1940-х роках наукову діяльність у **Чернівецькому університеті** почав К. Геренчук. Згодом учені цього закладу зосередили увагу на геоморфологічній будові річкових систем Передкарпаття (М. Кожуріна), карстових процесах (Б. Іванов). Геоморфологія карсту – одна з галузей спеціалізації **Таврійського університету** (О. Мамін, В. Дублянський, Б. Вахрушев).

Геоморфологічні дослідження проводять також у Тернопільському та Вінницькому педагогічних університетах, Волинському, Дніпропетровському, Луганському, Прикарпатському, Сумському, Ужгородському та інших університетах. Новий підхід щодо вивчення ендегенних процесів дістав назву «морфоструктурний аналіз», а одним з основних його методів був аналіз деформацій різновікових поверхонь вирівнювання, які є конкретним відображенням у рельєфі геоморфологічних рівнів.

У той період проводили численні регіональні роботи в різних галузях геоморфології:

- дослідження у царині загальної, кліматичної й генетичної геоморфології - В. Бондарчук, С. Рудницький, П. Тутковський;
- палеографічні роботи - М. Веклич;
- палеогеоморфологічні роботи - В. Галицький, Ю. Кошик;

- геоморфологічне картографування - А. Спиридонов і Н. Башеніна;
- вивчення ролі тектонічного чинника у формуванні рельєфу - В. Бондарчук, К. Геренчук, П. Цись, І. Гофштейн, І. Соколовський, М. Волков;
- розробка проблем динамічної геоморфології - С. Воскресенський, Г. Ананьєв;
- неотектонічні дослідження - В. Палієнко.

Формуванню певних знань про рельєф України й виробленню передових наукових концепцій сприяли роботи географів і геологів Київського, Львівського, Одеського та Харківського університетів, ґрунтознавчі експедиції В. Докучаєва, десятиверстова геологічна зйомка та експедиції для проведення осушування боліт. Пріоритетними на той час були дослідження льодовикового, долинно-ерозійного, еолового рельєфу, а також вивчення впливу геологічної будови на формування рельєфу.

Останнім часом геоморфологи України особливу увагу приділяють теоретичним проблемам розвитку рельєфу, зокрема:

- проблемам морфологічної структури та саморозвитку рельєфу (школа І. Черваньова),
- геоморфодинаміки (В. Дублянський, О. Ключіні, І. Ковальчук, А. Оліферов, Ю. Шуйський, Г. Рудько),
- моделювання рельєфоутворювальних процесів (Є. Єлисеєва),
- екологічної та антропогенної геоморфології, урбогеоморфології тощо.

Упродовж усього періоду становлення української геоморфології особливе місце посідали прикладні геоморфологічні дослідження:

- пошуки родовищ нафти й газу (П. Заморій, М. Веклич, М. Волков, В. Палієнко, І. Соколовський, І. Черваньов та ін.)
- вирішенням інженерно-геоморфологічних (Я. Кравчук, Р. Купраш, В. Палієнко, Ю. Швидкий, Е. Палієнко, Г. Рудько, І. Ковальчук та ін.)
- еколого-геоморфологічних завдань (О. Адаменко, І. Ковальчук, Г. Рудько, В. Стецюк та ін.).

Перспективними напрямками української геоморфології є:

- вдосконалення знань щодо рельєфу як однієї з основних складових ландшафту з властивими йому морфологічними, віковими, генетичними й динамічними особливостями, що визначають розподіл речовини та енергії у географічній оболонці;
- вивчення сучасних геоморфологічних процесів;
- пошук родовищ корисних копалин;
- вирішення інженерних, екологічних, природоохоронних та освітніх завдань.

Питання для самоперевірки та контролю засвоєння знань

1. У чому полягають особливості становлення геоморфологічної думки в Україні?
2. Праці з геоморфології вчених Харківського університету?
3. Діяльність Товариства дослідників природи при Київському університеті?
4. Геоморфологічні дослідження у Львівському університеті?
5. Діяльність відділу геоморфології Інституту географії НАН України?
6. Геоморфологічні дослідження в Одеському університеті?
7. Геоморфологічні дослідження в Чернівецькому університеті?
8. Геоморфологічні дослідження в Таврійському університеті?
9. Дослідження теоретичних проблем розвитку рельєфу України різними регіональними школами дослідження?
10. Оцініть перспективні напрямки української геоморфології?

ПЕРЕЛІК ПИТАНЬ ДЛЯ ЗАКРІПЛЕННЯ ЗНАНЬ

Навчальна дисципліна «Загальне землезнавство»

1. Загальне землезнавство як наука: історичні аспекти становлення, структура, динаміка.
2. Об'єкт, предмет та методи вивчення загального землезнавства.
3. Форми існування матерії у Всесвіті. Космічні тіла, космічні системи, галактики.
4. Поняття про Сонячну систему. Будова Сонячної системи.
5. Земля як планета Сонячної системи.
6. Первісні уявлення про форму та будову Землі. Еволюція уявлень про фігуру Землі.
7. Гравітаційне та магнітне поле Землі.
8. Добове обертання Землі: докази, наслідки, характеристика.
9. Характеристика різних видів часу на земній поверхні. Припливи та відпливи.
10. Особливості руху Землі навколо Сонця. Орбіта Землі.
11. Пояси освітлення та їх зв'язок з географічною зональністю.
12. Роль геосфер у формуванні планетарної природи Землі.
13. Характеристика основних географічних поясів та природних зон.
14. Зональність Світового океану.
15. Характеристика висотної поясності Землі.
16. Картографування земної поверхні. Характеристика масштабів карт.
17. Картографічні проекції, їх особливості та характерні риси.
18. Різновиди географічних карт.
19. Склад і утворення атмосфери. Характеристика основних функцій атмосфери.
20. Роль і місце атмосфери в географічній оболонці Землі.
21. Поняття сонячної радіації та її видів сонячної радіації.
22. Добові і річні коливання температури на земній поверхні.
23. Атмосферний тиск: причини зміни. Баричне поле. Вітер. Види вітрів.
24. Повітряні маси і атмосферні фронти.
25. Циркуляція атмосфери. Циклони та антициклони. Бризи та мусони.
26. Поняття погоди та її завбачення. Комплексні типи погоди.
27. Клімат та основні чинники кліматоутворення.
28. Характеристика основних та перехідних кліматичних поясів.
29. Поняття про гідросферу. Кругообіг води в природі.
30. Світовий океан, фізико-хімічні особливості вод та океанічних течій.
31. Загальні закономірності розподілу поверхневого стоку на землі.
32. Хіоносфера та снігова лінія. Утворення та поширення льодовиків.
33. Походження підземних вод. Підземні водоносні горизонти
34. Поняття літосфери. Склад та будова. Внутрішня будова Землі.
35. Утворення, основні фізичні властивості та класифікація мінералів.
36. Утворення, основні фізичні властивості та класифікація гірських порід.
37. Магматизм і рельєфоутворення. Сейсмічні явища та рельєф.
38. Направленість тектонічних рухів на земній поверхні.
39. Вплив ендегенних процесів на господарську діяльність.
40. Основні прояви екзогенних процесів.
41. Виникнення та роль антропосфери на сучасному етапі.
42. Біотехносфера, її становлення та розвиток. Соціосфера.

Навчальна дисципліна «Геологія загальна та історична»

1. Геологія, як наука про будову, процеси зміни та історію Землі.
2. Предмет та об'єкт вивчення дисципліни, її завдання.
3. Місце геології у системі інших наук про Землю. Методи геологічних досліджень.
4. Гіпотези походження Землі. Внутрішні та зовнішні геосфери Землі.
5. Будова, склад і властивості зовнішніх і внутрішніх геосфер Землі.
6. Методи дослідження внутрішніх геосфер.
7. Типи земної кори. Поняття про підстилаючі породи.
8. Структурні елементи земної кори. Хімічний склад земної кори.
9. Методи вивчення й зображення будови земної кори.
10. Породоутворюючі мінерали та їх фізичні властивості.
11. Генезис та діагностичні ознаки магматичних гірських порід, форми залягання.
12. Умови формування осадових гірських порід, форми залягання.
13. Поняття про мінерали. Агрегатний стан, внутрішня будова, методи дослідження.
14. Сучасні методи вивчення речовинного складу і будови гірських порід.
15. Сучасні та древні тектонічні рухи. Складкоутворення, види і типи складок.
16. Тектонічні порушення. Основи теорії деформацій.
17. Гіпотези тектонічного розвитку земної кори. Головні структури земної кори.
18. Поняття про геологічні процеси. Взаємозв'язок ендегенних та екзогенних процесів.
19. Поняття про дислокацію, денудацію та акумуляцію.
20. Загальна характеристика процесів внутрішньої динаміки.
21. Джерела та енергія ендегенних геологічних процесів.
22. Походження та причини різноманіття магм. Умови утворення, перетворення магми.
23. Інтрузивний магматизм. Форма та склад інтрузивних тіл, корисні копалини.
24. Ефузивний магматизм. Стадії вулканізму. Класифікація вулканічних вивержень.
25. Загальне поняття про процеси вивітрювання, його типи.
26. Формування, будова і потужність кір вивітрювання у різних кліматичних зонах.
27. Фізичне вивітрювання та його чинники. Температурне та механічне звітрювання.
28. Хімічне вивітрювання. Типи хімічних реакцій, які обумовлюють зміни мінерального складу гірських порід.
29. Біологічне звітрювання. Роль органічної речовини в природі.
30. Геологічна діяльність постійних водних потоків.
31. Складові елементи геологічної роботи рік. Річкові долини та їхня форма.
32. Акумулятивна діяльність рік. Формування алювію і будова заплави.
33. Направленість та циклічність розвитку річкових долин.
34. Класифікація озер за їх походженням. Типи озер, осадконакопичення.
35. Типи боліт. Специфіка осадконакопичення в болотах.
36. Розвиток водойм. Процеси торфоутворення. Корисні копалини боліт.
37. Походження підземних вод. Фізичний стан, температура, хімічний склад.
38. Гідрогеологічні властивості гірських порід та динаміка вод.
39. Геологічна робота підземних вод: джерела, карст, суфозія, грязьові вулкани.
40. Геологічні процеси в районах поширення багаторічної мерзлоти.
41. Поняття про мерзлу зону. Кріогенні утворення.
42. Карстоутворення. Типи карстового рельєфу.
43. Реконструкції процесів геологічного минулого. Геологічна історія Землі.
44. Методи реконструкції природних умов минулих епох.
45. Геологічні карти: принципи побудови та типізація за змістом.
45. Методи визначення відносного та абсолютного віку гірських порід.
46. Палеонтологічний метод. Аналіз комплексу палеонтологічних ознак.
47. Поняття про геологічний вік як послідовність подій.
48. Геохронологічна (стратиграфічна) шкала, тривалість ер та періодів.

49. Хронологічні межі, тривалість та геохронологічний поділ етапів.
50. Головні палеотектонічні події. Еволюція клімату та органічного світу.
51. Формування корисних копалин.
52. Загальна характеристика геологічних процесів.
53. Таласократичні та геократичні епохи в історії Землі. Зледеніння.
54. Прикладні аспекти історичної геології.
55. Докембрійський етап. Формування земної кори, еволюція атмосфери й гідросфери.
56. Палеозойський етап. Тенденції розвитку земної кори.
57. Особливості клімату. Корисні копалини палеозою.
58. Мезозойський етап. Палеогеографічні умови. Органічний світ.
59. Кайнозойський етап. Еволюція земної кори. Четвертинні зледеніння. Поява людини.
60. Еволюція біосфери. Корисні копалини

Навчальна дисципліна «Геоморфологія»

1. Історія розвитку геоморфології. Головні етапи їх розвитку.
2. Об'єкт та предмет дослідження навчальної дисципліни.
3. Суть та характеристика геоморфологічних теорій.
4. Сучасний етап геоморфологічних досліджень.
5. Історією досліджень льодовиків.
6. Поняття кліматичної снігової лінії та хіоносфери.
7. Схеми класифікацій типів льодовиків, відкладів та створюваних ними форм рельєфу.
8. Сучасні напрямки анти гляціалізму.
9. Фізико-географічні особливості зон вічної мерзлоти та перигляціальної зони плейстоценових зледенень.
10. Сучасні уявлення про еволюцію перигляціальної зони у плейстоцені.
11. Проблеми походження лесів та лесоподібних порід, їхні властивості та відмінності.
12. Історія досліджень лесово-грунтової серії України та суміжних територій.
13. Поняття карсту, суфозії, псевдо- і термокарсту.
14. Регіональні особливості проявів карстових процесів, головних типів карсту.
15. Історія досліджень карстово-суфозійних процесів та форм, що пов'язані з ним.
16. Поняття антропогенно-обумовленого карсту та його проявів у Західній Україні.
17. Процес становлення вчення про флювіальний морфо- та літогенез.
18. Фактори формування алювіальних товщ та їх співвідношення.
19. Роль кліматичних коливань, тектонічних рухів та коливань базису ерозії у формуванні алювіальних товщ.
20. Особливості процесу накопичення та будови перигляціального алювію.
21. Відмінності складу, будови перигляціального і гумідного алювію.
22. Схеми класифікації річкових терас.
23. Суть та еволюцію теорії «леси і тераси».
24. Розвиток вчення про поверхні вирівнювання, умови їхнього формування.
25. Класифікації поверхонь вирівнювання.
26. Особливості розвитку схилів, перебігу схилових процесів в умовах різних морфоструктур та різних кліматичних зон.
27. Особливості перебігу процесу становлення геоморфологічної думки в Україні.
28. Основні результати геоморфологічних досліджень українських науковців.
29. Перспективи розвитку геоморфології в Україні.
30. Новітні методики дослідження геоморфологічної науки.

Навчальний посібник

ГЕОГРАФІЯ

Навчальний посібник

Укладачі Н.М. Смочко
Т.Ю.Лужанська
Н.С.П'ятка

Тираж 10 пр

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до
Державного реєстру видавців, виготовлювачів і розповсюджувачів видавничої продукції
ДК № 4916 від 16.06.2015 р.

Редакційно-видавничий відділ МДУ,
89600, м. Мукачево, вул. Ужгородська, 26



МУКАЧІВСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

89600, м. Мукачево, вул. Ужгородська, 26

тел./факс +380-3131-21109

Веб-сайт університету: www.msu.edu.ua

E-mail: info@msu.edu.ua, pr@mail.msu.edu.ua

Веб-сайт Інституційного репозитарію Наукової бібліотеки МДУ: <http://dspace.msu.edu.ua:8080>

Веб-сайт Наукової бібліотеки МДУ: <http://msu.edu.ua/library/>