

О.В. Сидякіна
О.І. Сидоренко
М.О. Іванів

ЕНДОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ



Херсон - 2015

УДК: 551.2

Рекомендовано до друку на засіданні кафедри землеробства (протокол №3 від 13 листопада 2014 року) і методичною комісією агрономічного факультету Херсонського державного аграрного університету (протокол №2 від 27 листопада 2014 року).

Рецензенти:

Гамаюнова В.В. – доктор сільськогосподарських наук, професор, завідувач кафедри землеробства Миколаївського національного аграрного університету,

Федорчук М.І. – доктор сільськогосподарських наук, професор, завідувач кафедри ботаніки та захисту рослин ДВНЗ «Херсонський державний аграрний університет».

Сидякіна О.В., Сидоренко О.І., Іванів М.О. Ендогенні геологічні процеси. Методична розробка. – Херсон: ВЦ ХДАУ, 2015. – 55 с.

Методична розробка підготовлена відповідно до програми курсу «Ґрунтознавство з основами геології» зі спеціальності 6.090101 «Агрономія» ОКР «Бакалавр», кваліфікації «Агроном-технолог». Програма курсу передбачає вивчення процесів, зумовлених енергетичними джерелами внутрішніх геосфер Землі. З ендогенними процесами пов'язане утворення основних елементів рельєфу Землі, тектонічні дислокації гірських порід, магматичні і вулканічні явища, рухи земної кори, метаморфізм гірських порід.

УДК: 551.2

© Сидякіна О.В

© Сидоренко О.І.

© Іванів М.О.

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

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

Геологічні процеси поділяють на дві великі групи:

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

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

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

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

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

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

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

1. Гранітні масиви – в докембрійських складчастих комплексах. В їх утворенні основну роль відіграли процеси гранітизації.

2. Інtruзії батолітового типу, які утворюються переважно на великих глибинах в складчастих областях.

3. Інtruзивні тіла, які утворились на невеликій глибині (менше 1,5-2 км) і мають значно менші розміри.

4. Численні порівняно невеликі тіла, які генетично пов'язані з вулканічними процесами. Вони утворюються близько поверхні і тому їх часто можна побачити на поверхні Землі (в каналах, через які магма виливається на поверхню).

5. Тіла, що утворились у тріщинах гірських порід.

Форми інtruзивних тіл (рис. 1, 2): батоліти, штоки, лаколіти, бісмаліти, лополіти, факоліти, магматичні діапіри, неки, дайки, сіли, хоноліти, апофізи, жили.

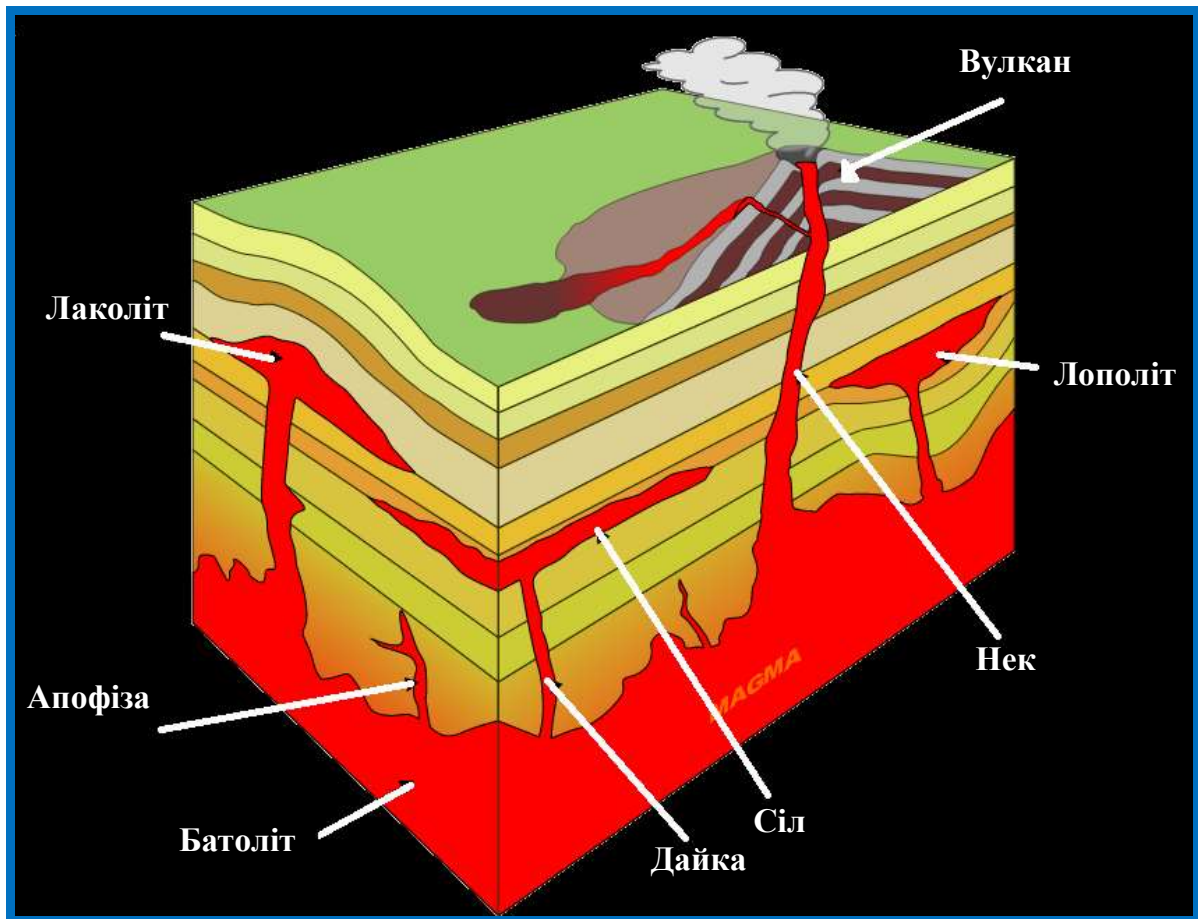


Рис. 1. Схематичне зображення форм інtruзивних тіл

Батоліти (від. грец. – глибина) – великі інtruзивні тіла з площею поверхні понад 100 км². Вони складаються переважно з гранітоїдів і залягають в ядрах гірських споруд, а тому витягнуті в напрямку їх простягання. На поверхню батоліти виходять після руйнування гірських споруд. Висота їх може бути від 3-4 до 10 км. Походження

цих інтрузивних тіл до кінця не встановлено. Вони можуть виникати не тільки в результаті вклинення гранітного розплаву, а і завдяки процесу гранітизації осадово-метаморфічних порід (перетворення глибинними магматичними процесами). Батоліти є на Уралі, в горах Середньої Азії, на Алтаї, в межах Українського кристалічного щита, в горах Північної та Південної Америки та в багатьох інших місцях. Довжина їх іноді досягає 500 км.

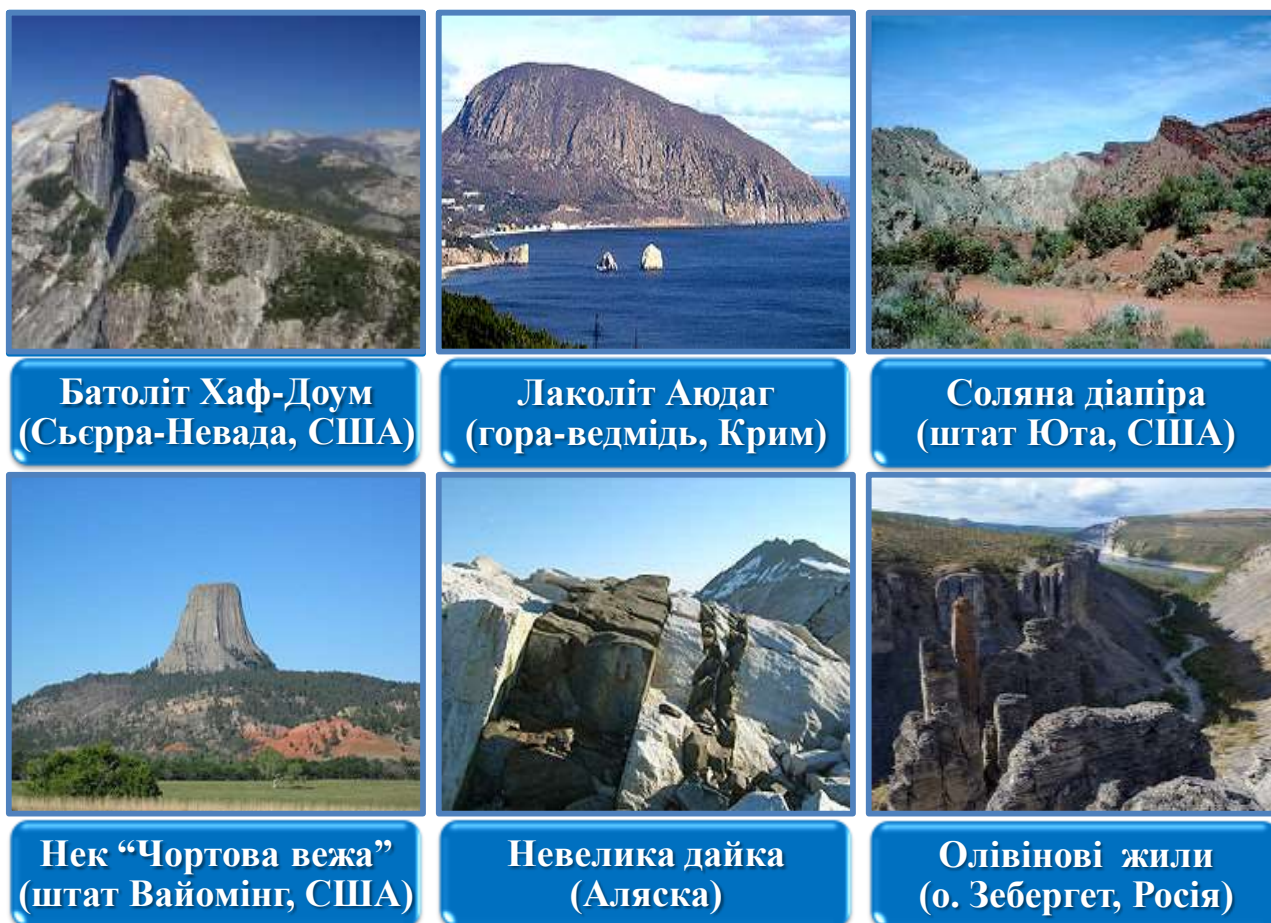


Рис. 2. Форми інтрузивних тіл

Штоки (від нім. – стовбур) – інтрузивні тіла округлої (циліндричної) або витягнутої форми, у яких площа виходу на поверхню менше 100 км². Штоки утворюють самостійні масиви і дуже схожі на батоліти, від яких вони часто відгалужуються.

Лаколіти (від грец. – підземний камінь) – одиночні або групові утворення, які мають грибоподібну форму. В поперечному напрямі вони можуть досягати 3-6 км, а у висоту – до 1,5-3 км. Утворюються близько поверхні в складчастих шарах земної кори. Вклинення магми відбувається між піднятими пластами, від чого вони ще більше підіймаються. Прикладом лаколітів є гора Аюдаг (Ведмідь-гора) в Криму.

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

Лополіти (від грец. – чаша, блюдо) – чашоподібні тіла, які утворюються в складчастих шарах і залягають згідно до їх нашарування. Розміри лополітів досить різні – від невеликих до гігантських (наприклад, лополіт Бушвельда в Південній Африці має довжину 460, а ширину 250 км. Потужність порід цього лополіту понад 8 км. В ньому знаходиться велике (у довжину близько 300 км) родовище платини і платиноїдів)

Факоліти (від грец. – сочевиця) – порівняно невеликі лінзоподібні, безкореневі інтрузивні тіла, які утворюються в ядрах складок. Серповидні форми з каналом живлення називають **гарполітами**.

Магматичні діапіри (від грец. – протикаю) – грушоподібної форми інтрузії, які розірвали шари порід і дуже їх зім'яли. Розміри таких тіл можуть бути від десятків метрів до кількох кілометрів. Хвостик "груші" направлений вниз.

Неки (від англ. – шия) – стовпоподібні геологічні тіла, які утворились від заповнення жерла вулканів продуктами власного виверження: лавою, агломератами, вулканічною брекчією, туфами. Форма їх округла з діаметром – 1-1,5 км. В рельєфі неки появляються після розмиву конусів вулканів.

Дайки (від англ. – стіна) – це дійсно схожі на стіни форми інтрузій, які утворились в тріщинах земної кори. Розміри їх різні. На Алданському нагір'ї (Сибір) є дайка довжиною до 100 км і шириною до 250 м, а в Зімбабве (країна Південної Африки) відома "Велика Дайка", що має довжину до 560 км, а товщину від 3,2 до 12,3 км. В ній великі запаси хромових руд. Та все ж дайки мають розміри переважно до сотень або десятків метрів у довжину і кілька метрів у ширину. Вони можуть траплятися групами (роями) паралельно одна до одної або кулісоподібно у вигляді далеко витягнутих поясів. Нерідко дайки розташовані по колу.

Сіли (від англ. – поріг) або пластові інтрузії – тіла, що утворились при вклиненні (ін'єкції) магми між паралельно залягаючими шарами порід. Площа таких своєрідних інтрузивних покладів може бути дуже великою – до 10 000 км², а потужність (товщина) – до 600 м. Вони частково складають трапи Сибірської платформи.

Хоноліти (від грец. – вилите) – інтрузивні тіла неправильної форми, які утворюються в результаті заповнення магмою порожнин в

породах. Так як великих порожнин в земній корі не буває, то і тіла ці порівняно невеликі.

Апофізи (від англ. apophises) – це невеликі відгалуження (язики) від магматичних тіл.

Жили – геологічні тіла, що з'являються в надрах земної кори під час інтрузивного магматизму, коли тріщини заповнюються тільки мінеральною речовиною (а не магмою). Жили мають різну товщину і довжину (навіть до 200 км – як золоторудна в Каліфорнії, США). Відрізняються від дайок вони тим, що часто виповнені рудними мінералами. З ними пов'язані не тільки родовища золота, а й свинцево-цинкові, вольфрамові, ртутні та інші.

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

Потік (рис. 3) – форма залягання затверділої лави, яка характеризується значною довжиною і невеликою шириною. Потоки кислих лав, зазвичай, короткі (1-10 км) і потужні, базальтових – довгі (до 60-80 км) і незначні за потужністю. Відомий лавовий потік довжиною до 120 км був утворений ісландським вулканом Трьолладинг'я.



Рис. 3. Лавовий потік на Гавайях (США), 2007 р.

Покрив (рис. 4) – форма залягання лави, яка вилилася у великих кількостях (багато км³) і розповсюдилася на значних площах. Покрив є типовим для рідких базальтових виливів. Припускають, що такий вилив відбувається з великих тріщин або отворів, які утворюються при проплавленні порід в зоні магматичного вогнища.



Рис. 4. Лавовий покрив на Гавайях (США), 2010 р.

Купол (рис. 5) – напівкругла форма рельєфу, що утворюється в результаті витіснення в'язкої лави з вулкана. Може складатися з певного ряду порід, від базальту до ріоліту, хоча більшість сучасних куполів мають великий вміст діоксиду кремнію. Характерна куполоподібна форма утворюється через велику в'язкість, що запобігає проникненню лави дуже високо. Така в'язкість є результатом або високого вмісту діоксиду кремнію, або декваліфікацією рідкої магми. Проте, оскільки в'язкі базальтні й андезитні куполи легко руйнуються новими потоками лави, більшість сучасних куполів мають високий вміст кремнію та складаються з ріоліту або дацити. Іноді на вершині куполу в результаті просідання охолодженого матеріалу або зниження рівня лави в жерлі утворюється чашоподібна западина – кальдера.

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

Виділяють регіональний, динамічний і контактний види метаморфізму.

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



**Башня диявола
(штат Вайомінг, США)**



**Лавовий купол вулкану
Чайтен (Чилі)**



**Лавовий купол вулкану
Креніцина (Росія)**



**Лавовий купол в кратері
вулкану Сент-Хеленс (США)**

Рис. 5. Лавові куполи – форма ефузивних тіл

Динамічний (дислокаційний) метаморфізм пов'язаний з тектонічними рухами земної кори. Він відбувається одночасно з процесами складкоутворення і розривоутворення. Гірські породи зазнають однобічного бокового тиску, при цьому змінюється лише їх структура. Про дію динамічного метаморфізму свідчить сланцюватість порід і здатність їх до розколювання по площинах сланцюватості. Динамічний метаморфізм може проявлятися також у роз-

дробленні порід і мінералів. Такі породи називаються катакластичними (наприклад, катакластичними гранітами, кварцитами і т.д.). При значному роздробленні породи переходять у тектонічні брекчії. При ще більшому їх роздробленні і перетиранні утворюються нові світлі сланцюваті породи, які називаються мілонітами. Усі гірські породи, які зазнали динамічного метаморфізму, називаються тектонітами. Таким чином утворюються сланці і гнейси.

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

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

Під вулканізмом розуміють вилив на поверхню Землі лави або вихід газів, або викидання уламкового матеріалу силою газів, що вириваються з магми, яка не досягла поверхні Землі.

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

Вулкан – геологічне утворення (гора), що виникає над каналами і тріщинами в земній корі, по яких на поверхню викидаються лава, попіл, гарячі гази, водяна пара й уламки гірських порід. Глибина відокремлених очагів-камер магми різна – зазвичай, від 30 до 200 км. Температура у них порядку 1000°C. З надр Землі до вершини вулканічного конуса піднімається жерло, що являє собою канал трубкоподібної форми, який закінчується біля вершини розширенням – кратером (рис. 6). Діаметр кратера досягає значних розмірів. Так, наприклад, діаметр кратера вулкана Ключевська Сопка (Росія) складає 650-700 м, а Везувію (Італія) – 750 м. Якщо кратер замалий, під тиском магми утворюються бічні кратери.

Вулкани поділяють на діючі і згаслі. **Діючими** називають вулкани, які час від часу викидають лаву, їх налічується понад 550. **Згаслими** називають вулкани, які в пам'яті людини ще не давали вивержень, їх понад 4000. Поняття згаслих вулканів відносне. Прикладом є вулкан Везувій, який нічим себе не виявляв до 79 р. н.е. Перше зареєстроване виверження Везувію в 79 р. н.е. викликало крах старого кратера. Утворився новий, чашоподібний кратер, усередині якого піднявся новий, менший за розмірами конус. Останнє крупне виверження відбулося в 1944 році, і після прогулянки пішки або на фунікулері до краю кратера може здатися, що вулкан зафарбований, але хмарки диму над жерлом і вулканічний пил в містах біля підніжжя нагадують про те, що виверження може початися у будь-який момент.

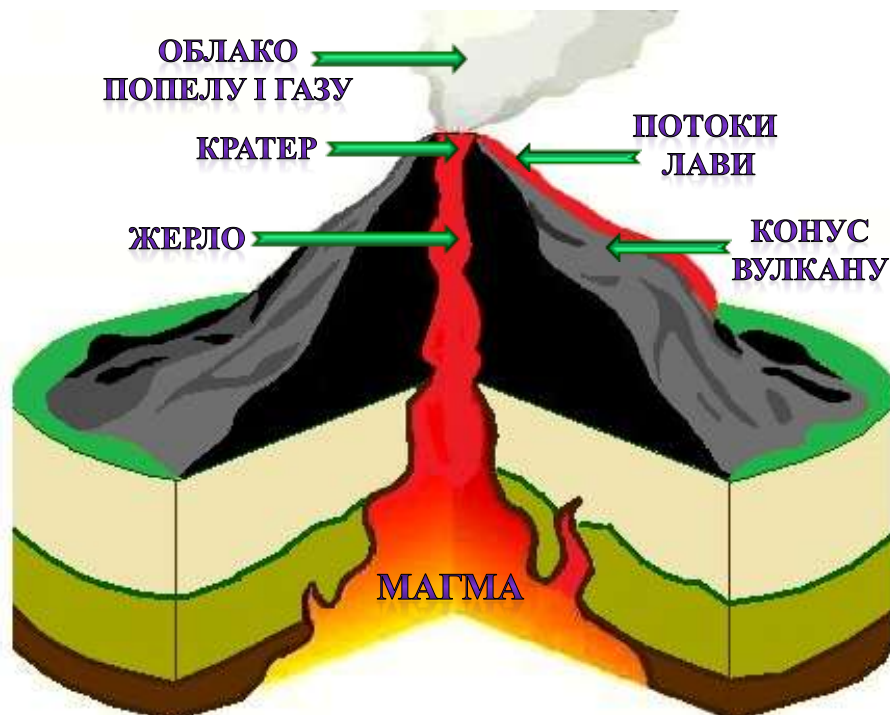


Рис. 6. Будова вулкану

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

1. Тихоокеанське вогняне коло або **Тихоокеанський вогняний пояс** – пояс активної вулканічної діяльності та землетрусів, розташований навколо басейну Тихого океану. Має форму підкови довжиною близько 40 тис. км, містить 452 вулкани, що становить близько 80% від загальної кількості активних та згаслих вулканів світу.

2. Середземноморський широтний пояс охоплює Алеутські острови, ланцюг вулканів переходить в Азію і захоплює Камчатку, де є близько 20 діючих і багато згаслих вулканів.

3. Атлантична меридіональна смуга розташована в центральній частині Атлантики – на островах Ісландії, Азорських, Канарських, Зеленого Мису, Святої Єлени.

4. Східно-африканська меридіональна смуга включає вулкани, приурочені до гігантських розломів стародавніх материків (Центральна Африка) і дна океанів.

У результаті вибухів вулканів серед моря, океану з'являються нові острови, складені, головним чином, із вулканічного попелу і продуктів гідролізу рідких лав, які виливалися у воду. В теперішній час зафіксовано понад 100 діючих підводних вулканів (рис. 7).

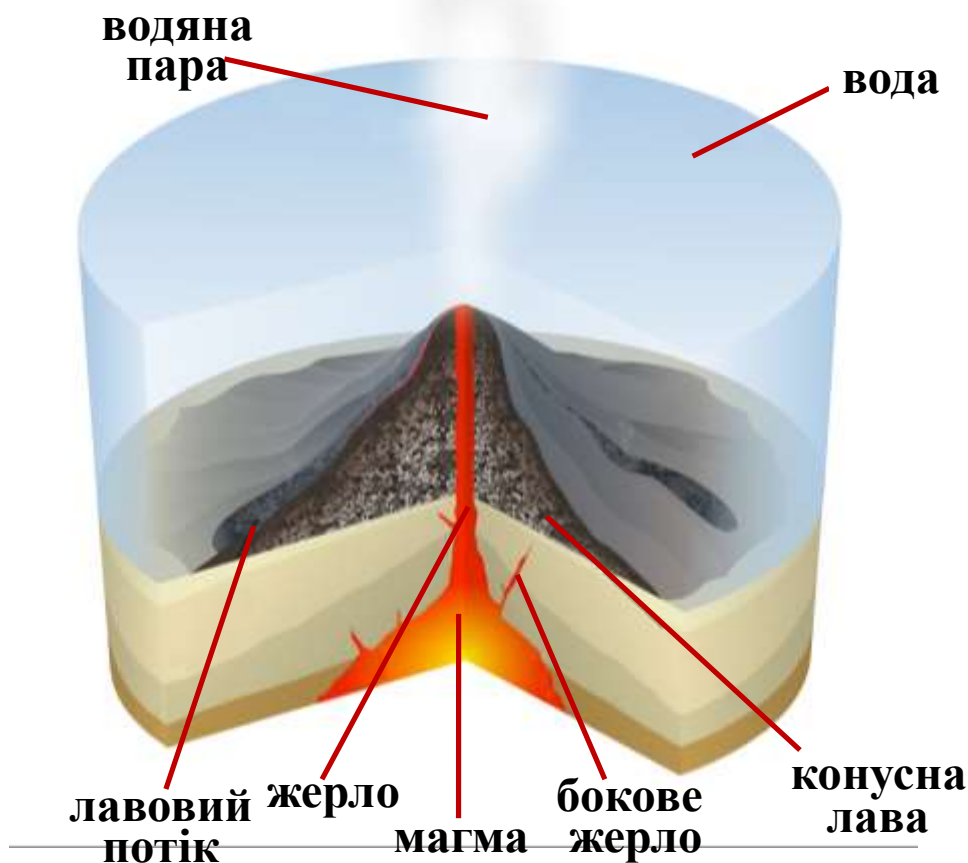


Рис. 7. Будова підводного вулкану

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

1. Вулкани типу Маар (рис. 8) є недорозвиненими вулканами, у яких кратер не піднімається вище поверхні навколишньої місцевості. Діаметр кратера може бути від кількох десятків метрів до кількох

кілометрів. До вулканів типу Маар відносять також **діатреми** – трубки вибуху, вулканічні жерла у формі вертикальної трубки, що розширюється догори у вигляді воронки. Утворюються в результаті крупного газового викиду. Діатреми заповнені вулканічною брекчієподібною породою (кімберлітом), що містить алмази. Багато діатрем у Сибіру і країнах південної Африки.



**Маари вулканічного району
Айфель (Німеччина)**



**Діатрема (Кімберлі,
Південна Африка)**

Рис. 8. Вулкани типу Маар

2. Вулкани типу Везувій (рис. 9) характеризуються дуже бурхливими виверженнями, які іноді супроводжуються вибухами вулканічних газів, що вириваються з кратера з великою силою. Разом з газами з кратера викидаються величезні маси попелу, шлаку, каміння та інших твердих продуктів виверження. Після цього спокійно, іноді бурхливо, у вигляді величезного фонтана виливається вогняно-рідка лава, а в деяких випадках – потоки гарячої грязі.

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

Академік В. А. Обручев виділив 5 типів вулканічних вивержень (рис. 10):

1. Гавайський тип. Відрізняється відсутністю рясних виділень газів і парів, а у зв'язку з цим відсутністю попелу, бомб, тобто пухких продуктів виверження. Лава дуже рідка і витікає більш-менш

спокійно, майже без вибухів.

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



Вулкан Кракатау (Індонезія) – вулкан типу Везувій



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

Рис. 9. Вулкани типу Везувій і Гавайського типу

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

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

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

Продукти вулканічної діяльності поділяють на три види: тверді, рідкі і газоподібні. До твердих відносяться: попіл, пісок, туф, туфіти, брекчія, лапілі, бомби, щєбінь (рис. 11).

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

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

Сидякіна О.В., Сидоренко О.І., Іванів М.О. Ендогенні геологічні процеси

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



Гавайський тип



Тип Вулкано



Пелейський тип



Стромболіанський тип



Бандайсанський тип

Рис. 10. Типи вулканічних вивержень (за В. А. Обручевим)

Вулканічний туф – зцементована гірська порода, яка утворилася з твердих продуктів вулканічних вивержень (попелу, лапілей, вулканічних бомб), згодом ущільнених і зцементованих.

Туфіти – вулканогенно-осадова гірська порода, яка складається з вулканогенного матеріалу, викинутого при виверженні вулкану (попелу, шлаків, пемзи, уламків порід) і змішаного з ним осадового матеріалу. Може містити обкатані уламки інтрузивних гірських порід.



Вулканічний попіл



Вулканічний пісок



Вулканічний туф



Туфіти



Вулканічна брекчія



Лапілі



Вулканічна бомба



Вулканічний щєбінь

Рис. 11. Тверді продукти вулканічних вивержень

Вулканічна брекчія – гірська порода, що утворилася із зцементованих кутастих вулканічних уламків великих розмірів (понад 32 мм), викинутих при виверженні вулкану. Зазвичай, являє собою вулканічний туф разом з великими уламками гірських порід та мінералів.

Лапілі – дрібні, округлої або неправильної форми, шматочки пористої лави або магми розміром від горошини до волоського горіха, що викидаються при виверженні вулкана і тверднуть у повітрі. Розмір їх від 2 до 30 мм, складаються з пористого вулканічного скла, іноді з кристалів, наприклад, польового шпату, лейцити, авгіту.

Вулканічна бомба – застигла грудка лави, викинута під час виверження з жерла вулкана в рідкому стані, форма залежить від складу лави. Рідкі лави не встигають вихолонуту в повітрі і при падінні на землю набувають коржоподібної форми. Малов'язкі лави (базальтові), обертаючись, набувають в польоті веретеноподібної або

грушоподібної форми. В'язкі лави набувають округлої форми. Розміри вулканічних бомб від 5 см до 7 м, але зазвичай, не перевищують декількох сантиметрів. Внутрішній вміст вулканічної бомби може бути пористим або пузирчастим, в той час як її зовнішня кірка через швидке охолодження в повітрі стає щільною та склоподібною.

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

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

Розрізняють кислі і основні лави. **Кислі лави** містять більше оксидів кремнію (48,8%). Для них характерний світлий або сірий колір, порівняна легкість і в'язкість. Зазвичай, вони повільно остигають і містять у розчиненому стані багато різних газів, які часто виділяються з вибухами. **Основні лави** містять більше оксидів кальцію (9,38%), магнію (6,7%) і менше оксидів кремнію (19,4%), калію (0,69%) і натрію (2,59%). Забарвлені вони в темні кольори, мають велику щільність і рідку консистенцію. Ці лави легкоплавкі, швидко остигають і містять багато газів.

Газоподібні продукти представлені вуглекислим газом, паром води, киснем і газами, що містять сірку, хлор, фтор та інші елементи. Виділення газів, залежно від складу, температури і тиску, називають **фумаролами** (температура 400-500°C, виділяються хлористоводневі гази), **сульфатами** (температура 100-200°C, виділяються водяні пари і сірководень) і **мофеттами** (температура 100°C і нижче, виділяються вуглекислі гази). Фумароли, до складу яких входить бор, називають **софіоні**.

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

Сальзи (рис. 12) – грязьові вулкани, геологічні утворення над тріщинами в осадових відкладах, що вміщують поклади газу з високим тиском. З ними пов'язане постійне або періодичне виверження грязьових мас, горючих газів тощо.



**Грязьовий вулкан,
Крим**



**Гейзер Гігант,
США**



**Терми,
Італія**

Рис. 12. Сальзи, гейзери і терми

Грязьові вулкани приурочені переважно до регіонів, де у розрізі присутні глинисті породи, галечники, відклади підводних зсувів, глини, піски та неконсолідовані осади, тобто породи, що є характерними для молодих, наприклад, теригенних відкладів. Поверхня грязьового вулкану являє собою грязьовий конус, який має кратер, через який періодично або безперервно викидається газ. Окремі конуси або групи конусів можуть займати територію у десятки км², а їх висота може сягати 300-400 м, хоча, як правило, вона не перевищує декількох десятків або кількох метрів. Діаметр основи грязьових вулканів – до 5-6 км.

Більшість грязьових вулканів, особливо, найбільші з них, утворюються у місцях розвитку антикліналей, тектонічних розривів або діапирових складок. Найчастіше грязьові вулкани виникають над антиклінальними структурами, у верхній частині розрізу яких залягає потужний комплекс спресованих глин. У суху погоду глини зневоднюються і розтріскуються. Якщо тріщини досить глибокі, через них починає виділятися газ. У процесі підйому з надр він змішується з глиною і пластовою водою, що призводить до утворення грязі, яка викидається на поверхню. У діяльності грязьового вулкану виділяють дві стадії: експлозивну (короткочасна з досить сильними виверженнями) і грифонну (більш тривала і спокійніша в проміжках між виверженнями). Виверження грязьового вулкану супроводжується потужними викидами газів (головним чином метану), твердих уламків та грязі, які іноді підіймаються на висоту

декількох кілометрів. У грифонну стадію з грязьового вулкану повільно витікають рідкі грязі, іноді густа маса перем'ятої породи – сопкова брекчія. Наявність йоду і броду у водах грязьових вулканів і сірководню в газах надає грязям цілющих властивостей.

Булганацька група грязьових вулканів розташована на Керченському півострові (Крим). Продукти виверження вулканів – метан, глиняна брекчія з уламками сидериту та інших порід. Найбільша грязьова сопка Центральне озеро викидає до 100 м³ метану та понад 5000 л грязі за добу. До Булганацької групи грязьових вулканів приурочені поклади бору, брекчії використовують при виготовленні керамзиту, а грязь – у лікувальних цілях.

Гейзер – джерело, що періодично фонтанує гарячою водою та парою і є одним з проявів пізніх стадій вулканізму. Гейзери поширені в районах сучасного і недавнього вулканізму. Гейзери з постійною тривалістю циклу називають регулярними, з мінливою – нерегулярними. Тривалість окремих стадій циклу вимірюється у хвилинах і в десятках хвилин, стадія спокою триває від декількох хвилин до декількох годин або днів. Вода, що викидається гейзером, відносно чиста, слабо мінералізована (1-2 г/л), містить відносно багато кремнезему, з якого біля виходу каналу і на схилах утворюється гейзерит.

Гарячі джерела (терми) поширені більш широко, ніж гейзери. Терми мають температуру вище середньорічної температури даної місцевості (понад 20°C). Термальні джерела, що містять розчинені мінеральні речовини, не властиві даній місцевості, називають термомінеральними. Термомінеральні води бувають сірчаноокислі, натрієво-хлористі, вуглекисло-магнезійно-натрієві та ін.

Вулкани утворюються вздовж зон глибинних розломів земної кори і на платформах. Виникнення вулканічних вивержень можна пояснити фізико-хімічними властивостями магми, які різко змінюються при зміні тиску. Перебуваючи на великій глибині, в області високих температур, магма нагріта настільки, що речовини її мали б бути не тільки в вогняно-рідкому, але навіть газоподібному стані. Однак у силу великого тиску магма знаходиться у вигляді твердої речовини. При виверженні умови змінюються: тиск зменшується і перегріта магма переходить у вогняно-рідкий і, частково, газоподібний стан. Усе це супроводжується величезним швидким збільшенням об'єму мас, які піднімаються, появою різних хімічних елементів, які починають перегруповуватися у нові сполуки.

Це викликає колосальний тиск на стінку гірських порід, відбуваються грандіозні вибухи, гірські породи руйнуються і разом з газами та лавою викидаються на земну поверхню. Отже, процеси підняття магми в земній корі обумовлені не тільки її меншою питомою вагою по відношенню до оточуючих гірських порід, але і тектонічними рухами, і наявністю в ній газів і перегрітих парів, які сприяють переходу енергії в кінетичну.

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

Землетруси – короткотривалі, раптові струси земної кори, викликані перемінним переміщенням мас гірських порід у надрах Землі, чому сприяє порушення розтяжності осередку гірських порід і виникнення сейсмічних хвиль.

Упродовж року на Землі фіксують близько 1 млн. землетрусів, причому у середньому понад 100 – руйнівних і один – катастрофічний. Зазвичай, землетруси відбуваються раптово, блискавично, впродовж декількох секунд, іноді навіть часткою секунди. Деякі з них проявляються у формі численних підземних поштовхів, наступаючих один за одним через короткі проміжки часу впродовж тижнів і навіть місяців. В окремих випадках землетруси бувають великої сили і супроводжуються катастрофічними наслідками. Під час сильних землетрусів, на поверхні Землі часто виникають щілини, скиди, зсуви, цунамі, іноколи землетруси спричиняють великі руйнування. Серед усіх стихійних лих, за даними ЮНЕСКО, землетруси займають перше місце у світі за заподіяною економічною шкодою і кількістю загиблих.

Найсильніші землетруси:

- ✓ 18 квітня 1906 р., Сан-Франциско, 7,8 балів. Було зруйновано майже 80% будівель у місті Сан-Франциско, без притулку лишилися 300 000 осіб, загинули 3 тисячі людей;
- ✓ 28 грудня 1908 р., Мессіна, Італія, 7,5 балів. Найсильніший землетрус в Європі. Зруйновані міста Мессіна і Реджо-Калабрія, загальна кількість загиблих – 70-100 тисяч осіб;
- ✓ 1 вересня 1923 р., Токіо-Йокохама, Японія, 8,3 балів. Великий землетрус Канто: за дві доби сталося 356 підземних поштовхів. Висота цунамі досягла 12 метрів. Загинуло майже 143 тисячі осіб;

Сидякіна О.В., Сидоренко О.І., Іванів М.О. Ендогенні геологічні процеси

- ✓ 1936 р., Кветта, Пакистан. Число загиблих – майже 40 тисяч осіб, збиток – 25 млн. доларів США;
- ✓ 1939 р., Консепсьйон, Чилі, 8,3 балів. Загинуло 28 тисяч осіб, збиток склав майже 100 мільйонів доларів;
- ✓ 26 грудня 1939 р., Ерзінджан, Туреччина. Стихія забрала життя 39 тисяч осіб;
- ✓ 29 лютого 1960 р., Агадир, Марокко, 5,9 балів. За 15 секунд землетрус забрав життя 15 тисяч осіб, 35 тисяч людей залишилися без даху над головою;
- ✓ 1970 р., Чімботе, Перу, 7,7 балів. Загинуло 67 тисяч осіб, збиток склав 550 мільйонів доларів;
- ✓ 27 липня 1976 р., Тянь-Шань, Китай. 8,2 бали. Один з найбільших за кількістю жертв – стихія забрала більше 650 тисяч життів;
- ✓ 4 лютого 1976 р., Гватемала, 7,5 балів. Загинули 22 тисячі осіб, 70 тисяч отримали поранення, збиток – 1,1 млрд. доларів;
- ✓ 19 вересня 1985 р., Мехіко, Мексика, 8,1 бали. Один з найбільш руйнівних в Америці. Загинули 9 тисяч осіб, поранення отримали 30 тисяч людей, 100 тисяч залишилися без притулку;
- ✓ 7 грудня 1988 р., Спітак, Вірменія, 7,2 бали. Повністю зруйновані місто Спітак і ще 58 сіл, загинули 25 тисяч людей, 514 тисяч залишилися без даху над головою;
- ✓ 17 жовтня 1989 р., Сан-Франциско, штат Каліфорнія, США, 7,1 бали. Повністю знищено цілу мережу доріг, загальний матеріальний збиток – 6 млрд. доларів;
- ✓ 17 січня 1995 р., Кобе, Японія, 7,3 бали. Загинуло 6434 людини, збиток склав 200 мільйонів доларів;
- ✓ 17 серпня 1999 р., Ізмітський землетрус, Туреччина, 7,6 балів. Загинули більше 17 тисяч людей. Пожежу на нафтопереробному заводі гасили кілька днів, збиток склав 25 млрд. доларів;
- ✓ 26 грудня 2004 р., Індійський океан, 9,1 бали. Спричинив найсмертоносніше в історії цунамі, яке забрало життя майже 300 тисяч людей, змінив швидкість обертання Землі і скоротив добу на 2,68 мкс;
- ✓ 12 травня 2008 р., Сичуань, Китай, 8,0 балів. Відлуння відчували навіть у Росії. Кількість загиблих склала 68 тисяч осіб;
- ✓ 27 лютого 2010 р., Регіон Мауле, Чилі, 8,8 балів. Землетрус викликав цунамі, яке дійшло навіть до Австралії.

- ✓ 11 березня 2011 р., Японія, 9,0 балів. Найсильніший землетрус в Японії за всю історію країни. Рахунок жертв йде на тисячі, цунамі зміло цілі міста на сході країни.

Причини, що викликають землетруси поділяють на чотири групи:

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

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

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

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

За інтенсивністю землетруси бувають:

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

2. Макросейсмічні – дуже добре відчуються людиною.

Порушення або зсуви мас гірських порід, що виникають в земній корі, обумовлюють утворення **сейсмічних хвиль**. Осередок, де зароджуються сейсмічні хвилі, називають **гіпоцентром**, а його проекцію на земну поверхню – **епіцентром**. У межах епіцентру спостерігаються підземні поштовхи найбільшої сили (рис. 13).

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

$$a = \frac{4 \cdot p^2 \cdot A}{T^2}, \text{ де:}$$

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

p^2 – число Піфагора (3,14);

A – амплітуда коливань, мм;

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

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

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

Висновок: Згідно шкали інтенсивності землетрусів (табл. 1), якщо прискорення сейсмічних хвиль дорівнює $38,45 \text{ мм}/\text{с}^2$, то бал землетрусу становить 5, коливання будуть чутливі. За таких показників відбудеться легке пошкодження будинків (насправді постраждало 33 будинки), буде відчутний дзвін віконного скла, в ґрунті з'являться тонкі тріщини, в закритих водоймах будуть помітні хвилювання води, маятниковий годинник зупиниться.

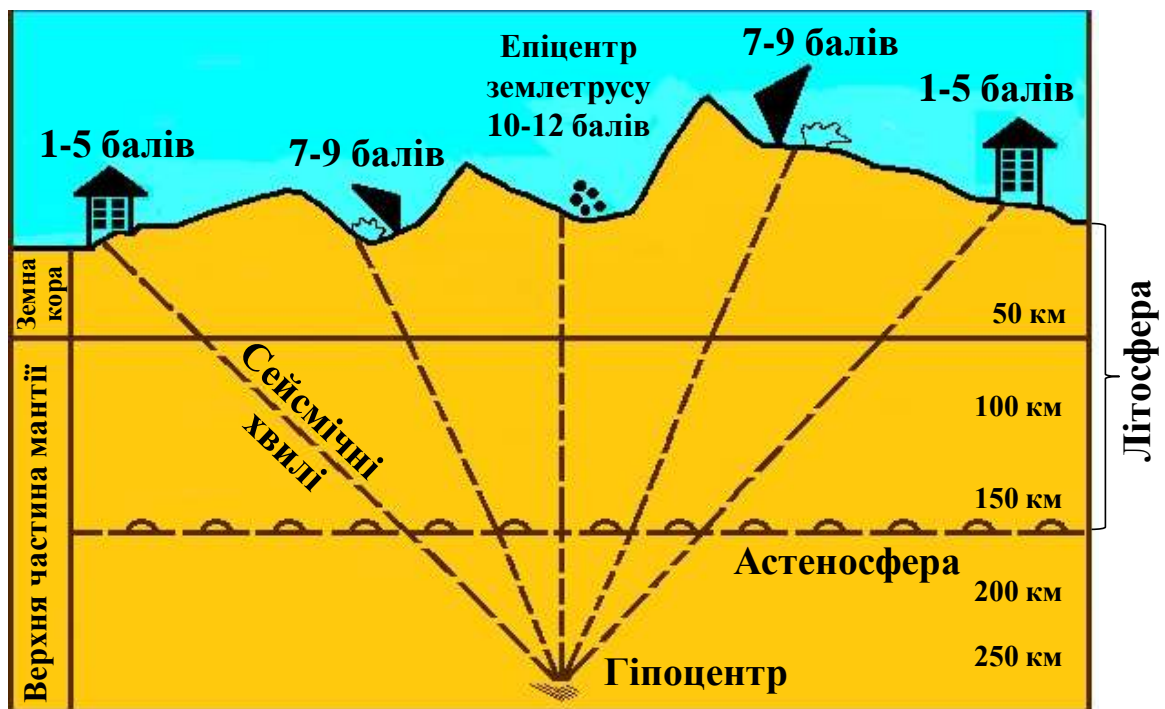


Рис. 13. Схематичне зображення землетрусу

Основний поштовх називають **форштоком**, наступні – **афтерштоками**. Силу землетрусу на поверхні Землі вимірюють балами. В Україні прийнята 12-ти бальна шкала (табл. 1).

Землетруси реєструються спеціальними приладами – сейсмографами. **Сейсмограф** (рис. 14) – прилад для автоматичного запису коливань земної поверхні, зумовлених сейсмічними хвилями (при

землетрусах та сейсморозвідці). Складається з сейсмометра і реєструючого приладу. В електродинамічних сейсмографах (винайдені Б. Б. Голіциним) коливання сприймаються корпусом приладу, зміщення якого відносно інерційного елемента, пов'язаного з корпусом пружинами, перетворюється в електричні коливання. Для реєстрації об'ємних хвиль стиску в рідкому середовищі (на морі, в бурових свердловинах) застосовуються п'єзоелектричні сейсмографи. Сейсмографи відзначаються величезною чутливістю, яка дозволяє записувати землетруси на відстані кількох тисяч кілометрів.

Таблиця 1 – Шкала інтенсивності землетрусів

Бал	Колівання	Характеристика землетрусу	Прискорення частинок ґрунту, мм/с ²
1	Мікро-сейсмічні	Струси земної кори виявляють тільки сейсмографи.	2,5
2	Дуже слабкі	Пошкоджень і порушень немає; землетрус відчують тільки дуже чутливі люди, які знаходяться в спокої.	2,5-5,0
3	Слабкі	Пошкоджень і порушень немає; землетрус відчують деякі люди, які знаходяться у спокої; повільно розгойдуються лампи і відкриті двері.	5-10
4	Помірні	Пошкоджень будівель немає; можливі окремі тріщини в сирих ґрунтах; землетрус відчуває більшість людей, які знаходяться в будинках; коливається рідина в посудинах.	10-25
5	Чутливі	Легкі пошкодження будівель, дзвін шибок; тонкі тріщини в ґрунті; хвилювання води в закритих водоймах, маятниковий годинник зупиняється.	25-50
6	Сильні	Будівлі з саману і цегли зазнають легких ушкоджень; в окремих будівлях спостерігаються значні ушкодження; утворюються тріщини в сирих ґрунтах завширшки до 1 см, одиничні зсуви на схилах, падає посуд.	50-100

Продовження таблиці 1

Бал	Коливання	Характеристика землетрусу	Прискорення частинок ґрунту, мм/с ²
7	Дуже сильні	Будинки зазнають значних ушкоджень і навіть руйнувань; ушкоджуються труби; невеликі зсуви, можливі гірські обвали; люди вибігають з приміщень.	100-250
8	Руйнівні	Усі будівлі з саману зазнають значних ушкоджень, будівлі з цегли зазнають часткових ушкоджень, великі осипання, зсуви та гірські обвали; люди з трудом утримуються на ногах; зникають діючі і з'являються нові джерела води.	250-500
9	Спустошливі	Руйнування і в окремих випадках обвалення стін, перекриттів цеглових будинків; значна частина труб та веж руйнується; гірські обвали, численні зсуви; утворюються тріщини шириною 10 см і більше.	500-1000
10	Знищуючі	Руйнування цеглових будинків і ушкодження дерев'яних будинків; місцеві викривлення рейок; ламаються гілки і стовбури дерев; в ґрунті виникають тріщини шириною 15-20 см.	1000-2500
11	Катастрофічні	Загальне руйнування будинків, численні тріщини в земній корі і вертикальні переміщення по них шарів порід, великі обвали і зсуви; залізничні колії викривляються по всій довжині.	2500-5000
12	Сильно катастрофічні	Загальне руйнування будинків та споруд; величезні обвали і зсуви; значні горизонтальні і вертикальні розриви земної кори і переміщення по них шарів порід; змінюються русла річок; від обвалів і руйнувань будівель гинуть люди, тварини та рослини.	понад 5000

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

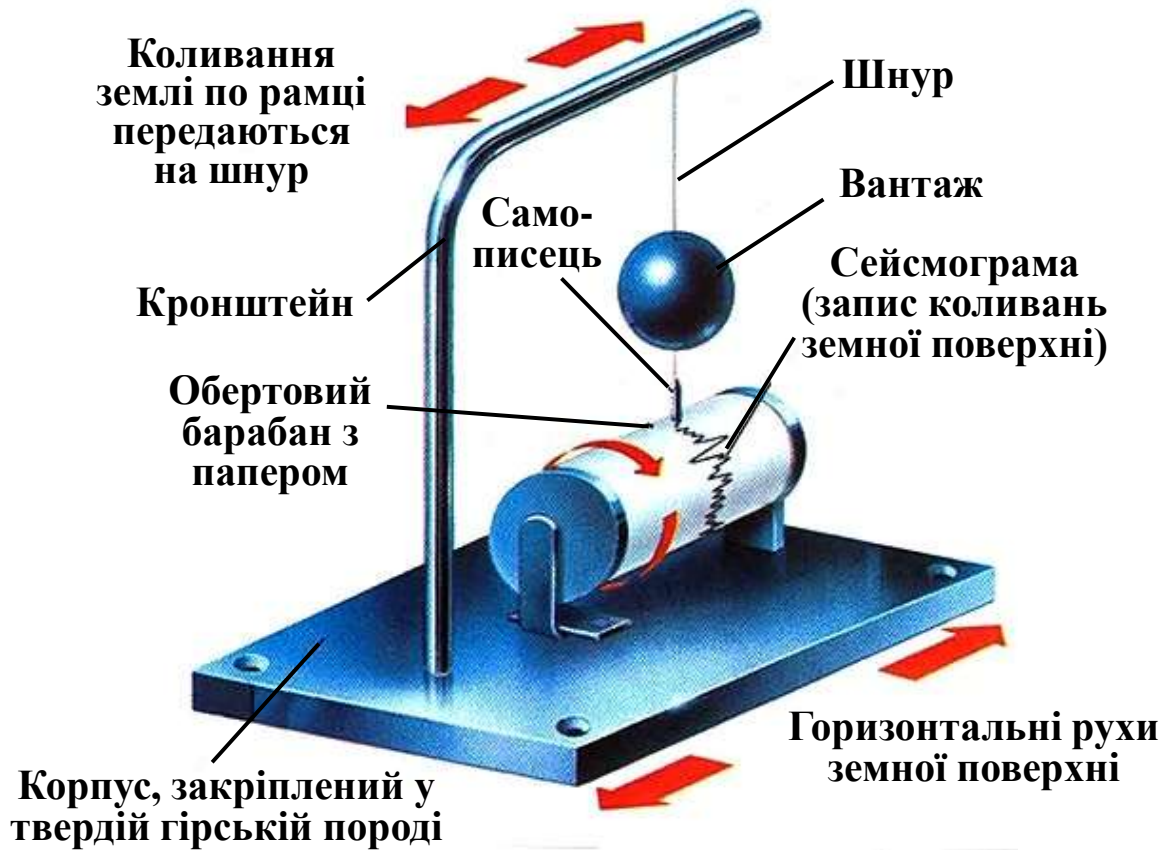


Рис. 14. Сейсмограф

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

У більшості випадків на морі не спостерігаються великі хвилювання навіть при найсильніших коливаннях земної кори. Тільки

окремі сильні її коливання, що супроводжуються швидким підняттям або опусканням значних ділянок морського дна, викликають сильні хвилювання – **моретруси**. При таких коливаннях приходять в рух великі маси води і утворюються величезні хвилі – **цунамі** (рис. 15).



Таїланд, 2004 р.



Японія, 2011 р.

Рис. 15. Цунамі

Цунамі спостерігаються на узбережжі Тихого і Атлантичного океанів, Середземного, Японського та інших морів. Проте основна частина моретрусів, що породжують такі явища, припадає на Тихоокеанський сейсмічний пояс. Зазвичай, цунамі складаються не з однієї хвилі, а з серії хвиль, які слідують одна за одною. Число їх становить 5-7, причому найбільш сильними є друга і третя хвилі. У відкритому океані цунамі мають велику довжину (відстань від гребеня до гребеня досягає 100-300 км) і незначну висоту. Тому для морських судів вони непомітні і не являють небезпеки, незважаючи на величезну швидкість їх поширення – до 1000 км/год. У міру наближення до узбережжя висота хвиль швидко зростає до 5-10, рідше до 20-30 м, а швидкість поширення, навпаки, зменшується до 30-70 км/год. Найбільшу висоту цунамі мають у порізаних, крутих берегах з вузькими і глибокими бухтами клино- і серпоподібної форми, відкритих у бік моря або океану. У такі бухти вони наганяють воду, яка заливає берега і проникає по долинах річок вглиб суші на 2-3 км. При пологих берегах шириною понад 500 м з рівною береговою лінією цунамі не поширюються вглиб суші далі, ніж на 300-500 м.

Цунамі – велике стихійне лихо, що завдає величезної шкоди прибережному населенню і народному господарству. Для того, щоб захистити населення, врятувати портове обладнання і майно від

катастрофічних наслідків моретрусів, сейсмологи заздалегідь попереджають про насування небезпеки.

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

4. ТЕКТОНІЧНІ РУХИ ЗЕМНОЇ КОРИ ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ

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

Розрізняють два типи тектонічних рухів:

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

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

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

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

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

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

Встановити наявність повільного підняття земної кори можна за наступними ознаками: високо підняті над рівнем моря коралові рифи, осушені колишні гавані і дельти річок, висячі річкові долини, поява у річок, озер і морів нових терас і т. п. Ознаками повільного опускання земної кори служать затоплені морські тераси, підводні долини річок, лимани на узбережжях морів, велика потужність коралових вапняків та ін. Підняття земної кори відбувається у північних широтах. Тут піднімаються Ісландія, Гренландія, Шотландія, Скандинавські країни, Шпіцберген, Нова Земля. Площа Фінляндії за рахунок вікового підняття збільшилася за століття на 700 км². Швидкість підняття західних районів України складає 5-9 мм/год. Опускання земної кори (на 1-7 мм на рік) зафіксоване в районі між Москвою і Санкт-Петербургом, в межах Тамбовської низини, Азово-Кубанської і Терської западин. Повільно опускаються також ділянки Чорноморського узбережжя.

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

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

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

Пласт – шар, обмежений двома горизонтальними або похилими площинами. **Світа** – група пластів, які об'єднані спільними ознаками (походженням, віком, формою залягання, вмістом будь-

яких сполук). Поверхня, що обмежує шар знизу, називається **підшвою**; поверхня, що обмежує його зверху – **покрівлю**.

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

Складки бувають антиклінальними і синклінальними (рис. 16).

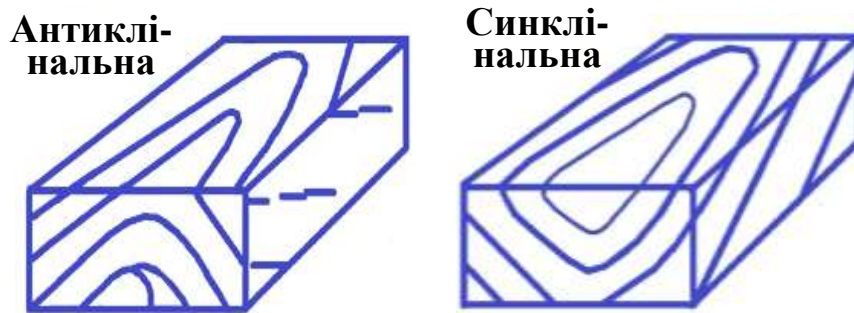


Рис. 16. Антиклінальна і синклінальна складки

Антиклінальними складками (антикліналями) називаються вигини, в центральних частинах яких розташовуються більш давні породи, ніж у крайових частинах.

Синклінальними складками (синкліналями) називаються вигини, в яких центральні частини складені більш молодими породами, ніж їх крайові частини.

Складки, в яких елементи залягання осьової поверхні і шарніра збігаються, називаються **нейтральними**. Це можливо: при вертикальному заляганні порід, шарніра і осьової поверхні складки; при похилому заляганні порід в крилах складки і горизонтальному – осьової поверхні і шарніра; при похилому заляганні порід і однаково похилому – осьової поверхні і шарніра.

У сильно деформованих товщах, де неможливо визначити покрівлю та підшву шарів, складки, звернені опуклістю вгору, називаються **антиформами**, а звернені опуклістю вниз, – **сінформами** (рис. 17).

Складки складаються з наступних елементів: замок, крила, осьова поверхня, осьова лінія або вісь складки, шарнір складки, гребінь і киль, гребенева і кильова поверхня, лінія перегину або медіанна лінія, поверхня перегину, ядро (рис. 18, 19).

Замок – місце перегину шарів, в якому їх поверхні, що примикають до перегину, утворюють між собою кут або більш складні фігури. Замок може мати плавну (параболічну, гіперболічну) або кутасту (шеврон) форму. Замок антикліналі іноді називають сідлом, а замок синкліналі – мульдою.

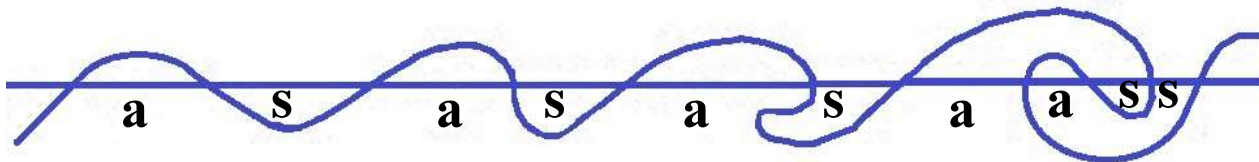


Рис. 17. Антиформи (a) і сінформи (s) у перетині з ерозійною поверхнею

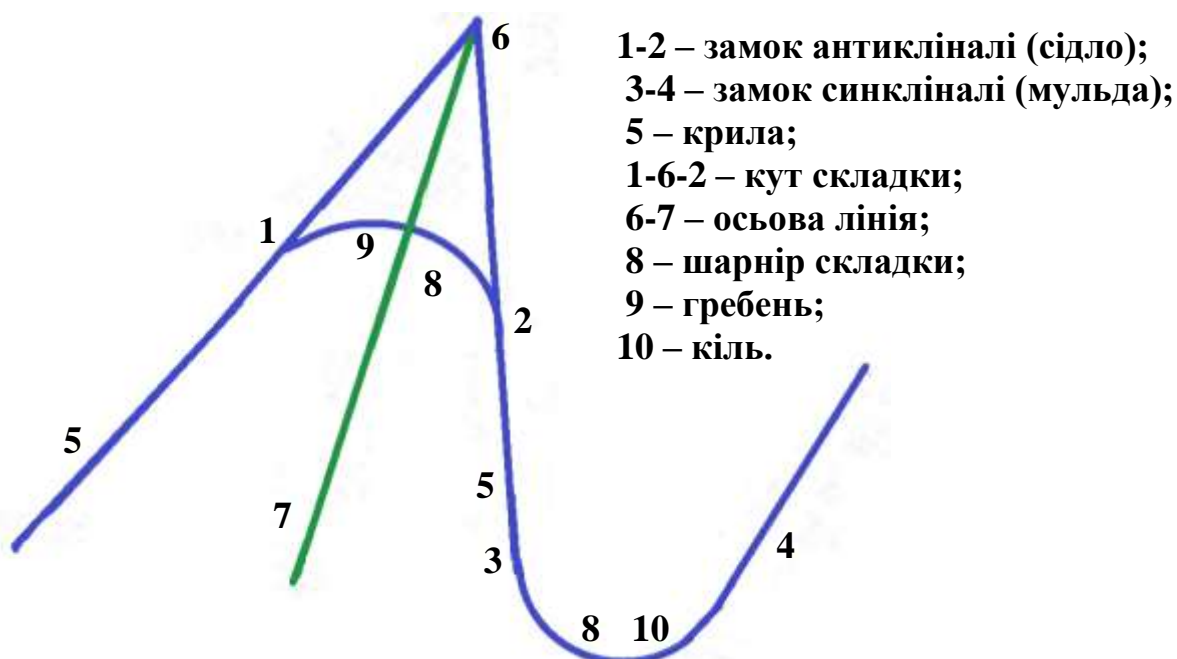


Рис. 18. Елементи складок

Крила складки – бічні частини складки, що примикають до замку і представлені поверхнею шарів, одноманітно (вгору або вниз) нахилених від перегину. У суміжних складок – антикліналі і синкліналі одне крило є загальним. Положення крил, як площинних елементів, визначається азимутом і кутом падіння.

Оською (шарнірною) поверхнею складки (рис. 20) називається поверхня, що проходить через точки перегину шарів, складових складки. Вона також визначається азимутом і кутом падіння. Лінія перетину осьової поверхні з поверхнею рельєфу називається слідом осьової поверхні. Вона характеризує орієнтування складки в плані і на карті проводиться шляхом з'єднання точок, розташованих в місцях перегину шарів (в замку складки). Лінія

перетину осьової поверхні з поверхнею одного з шарів (покрівлею або підшовою), що становлять складку, називається **віссю складки** або **шарніром складки**. Положення шарніра, як лінійного елемента, визначається азимутом і кутом занурення (або здіймання). Простягання шарніра співпадає з віссю складки тільки в тому випадку, коли осьова поверхня складки вертикальна. Занурюється шарнір в бік розташування більш молодих порід. У тому випадку, коли азимут занурення шарніра міняється на зворотний кілька разів, або величина кута занурення періодично міняється по простяганню, шарнір називають **ундуляцією**. Кут занурення або здіймання шарніра іноді називають кутом занурення або здіймання складки.

- 1 – шарнір;
- 2 – осьова поверхня;
- 3 – осьова лінія.

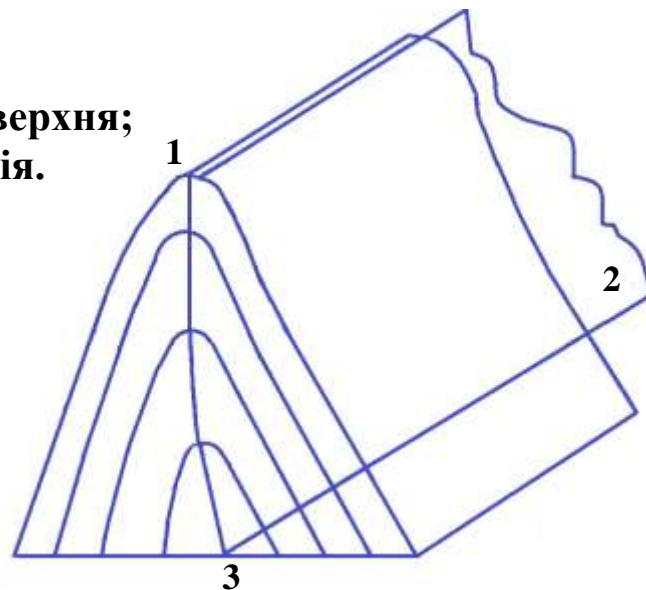


Рис. 19. Осьові елементи складок

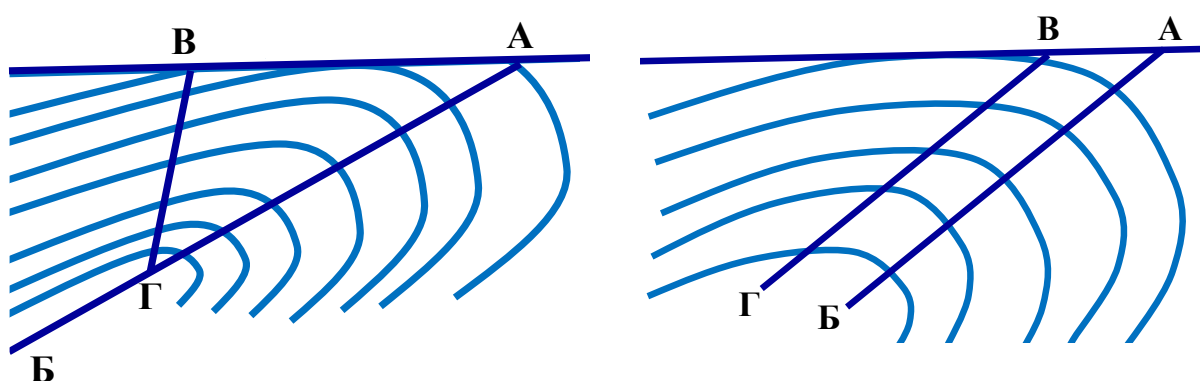


Рис. 20. Положення осьової (АБ) і гребеневої (ВГ) поверхні у вертикальному поперечному розрізі складки

Гребеневою поверхнею називається поверхня, що з'єднує найвищі точки розташування шарів, що утворюють складку. Гребінь складки – лінія перетину гребеневої поверхні з покрівлею або підшовою будь-якого з шарів складки.

Кільовою поверхнею називається поверхня, що з'єднує найнижчі точки розташування шарів, що утворюють складку. Кіль складки – лінія перетину кільової поверхні з покрівлею або підшовою будь-якого з шарів складки. Ці елементи складок визначають, зазвичай, тільки при вивченні похилих і перекинутих складок.

Лінія перегину або медіанна лінія – лінія, розташована на крилі складки, яка ділить крило складки навпіл і орієнтована у напрямку шарніра. По обидві сторони медіанної лінії кривизна крила окреслюється в протилежних напрямках. Тому кут падіння крила складки рекомендується вимірювати в зоні медіанної лінії. Поверхня перегину – поверхня, що проходить через лінії перегину складок.

Ядро складки – внутрішня частина складки в місці її найбільшого перегину з внутрішньої сторони вигнутого пласта. Це поняття умовне і залежить від морфології складки і глибини ерозійного зрізу.

Дзеркало складок (рис. 21) – умовна поверхня, проведена в просторі через точки найбільшого перегину шару в одночасно утворених однойменних структурах одного порядку.

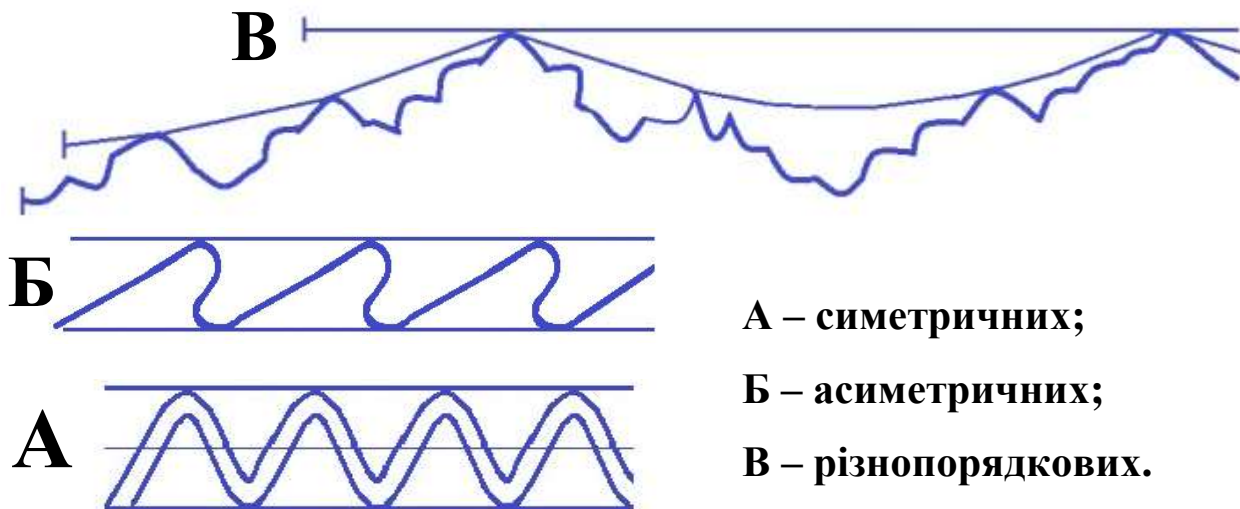


Рис. 21. Дзеркало складок

Складки класифікують за кількома ознаками. **За положенням осьової площини** – на прямі (якщо осьова площина стоїть вертикально), похилі (якщо осьова площина нахилена), лежачі (якщо вона займає горизонтальне положення) і перевернуті (якщо осьова площина нахилена нижче горизонту).

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

За співвідношенням розмірів (довжини і ширини) у плані складки поділяють на лінійні, брахіскладки і ізометричні. В лінійних складках довжина значно перевищує їх ширину. Брахіскладки це овальні складки, довжина яких у 23 рази перевищує ширину; серед них виділяють брахіантикліналі (випуклі складки) і брахісинкліналі (вгнуті складки). В ізометричних складках довжина і ширина приблизно однакові. Випуклі складки такого типу називають куполами, а вгнуті мульдами. Такі складки характерні для платформних областей.

Складки групуються в різних структурах земної кори неоднаково. У складчастих областях спостерігається одне співвідношення, а на платформах інше. Сукупність складок, властиву певним структурам земної кори, називають **складчастістю**. Вона буває повна, переривчаста і проміжна. Ще виділяють діапирові складки, утворені соляними куполами.

Повна складчастість характеризується тим, що лінійні складки (антикліналі і синкліналі), маючи приблизно однакові розміри, розташовуються паралельно одна одній, займаючи всю площу даної території і не залишаючи ділянок з порушеним заляганням верств. Повна складчастість характерна для складчастих областей. Нерідко в складчастих областях виникають великі підняття і прогини, ускладнені рядом антиклінальних і синклінальних складок. Перші з них називають антикліноріями, другі синкліноріями. В свою чергу антиклінорії і синклінорії групуються, утворюючи великі, складної будови складчасті споруди, які називають мегаантикліноріями, або западини мегасинклінорії.

Переривчаста складчастість характеризується наявністю окремих ізольованих (локальних) складок, між якими є ділянки з гори зонтальним заляганням верств. За формою це переважно куполоподібні складки, мульди, брахіскладки і флексури (колиноподібні згини верств). Така складчастість спостерігається в платформних областях.

Проміжна складчастість властива перехідним зонам між складчастими областями і платформами, крайовим прогинам. Розривні (диз'юнктивні) тектонічні порушення утворюються тоді, коли напруження, які виникають у земній корі, досягають величин, які перевищують межу міцності гірських порід. Виділяють дві групи розривних порушень: розриви без зміщення гірських порід і розриви зі зміщенням гірських порід.

Розривні рухи характеризуються розривом суцільності пластів гірських порід, яка виникає у випадку перевищення межі їх міцності. Як і складки, тектонічні розриви дуже різноманітні за своєю формою, розмірами, величиною зміщення та іншими параметрами. Вони також характеризуються своїми елементами. В будь-якому розривному порушенні виділяється площина розриву або **зміщувач** і **крила розриву**. Останні являють собою блоки порід по обидва боки зміщувача, які підлягали переміщенню. Крило, або блок, який знаходиться вище площини розриву, називається висячим, а нижче – лежачим.

Важливим параметром розриву є його **амплітуда**, тобто відстань від подошви або покрівлі пласта в лежачому крилі до подошви або покрівлі того ж пласта в висячому крилі по площині розриву. Розрізняють **вертикальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на вертикальну площину та **горизонтальну амплітуду** – проекцію амплітуди по зміщувачу на горизонтальну площину.

Серед різних типів розривних порушень (рис. 22) головними є:

- ✓ **скид** – зміщувач вертикальний, або має падіння в сторону опущеного крила;
- ✓ **підкид** – зміщувач має падіння в сторону піднятого крила;
- ✓ **насув** – це підкид з кутом падіння зміщувача менше ніж 45° ;
- ✓ **зсув** – розрив з переміщенням крил у горизонтальному напрямку по простяганню зміщувача;
- ✓ **розсув** – розрив з переміщенням крил перпендикулярно до зміщувача;
- ✓ **покрив, або шар'яж** – розрив з майже горизонтальним положенням зміщувача.

Покриви складаються з алохтона, тобто тієї частини яка зазнала переміщення, і автохтона – частини, що підстеляє алохтон. Якщо алохтон під впливом ерозії руйнується і відслонюються породи автохтона, їхній вихід на денну поверхню називається тектонічним вікном, а якщо від фронтальної частини алохтона ерозією відокремлені блоки порід, вони називаються тектонічними останцями. Зміщувач в покриві ще називають поверхнею зриву або волочіння. Нерідко алохтон сам підлягає розпаду на покриви або пластини меншого розміру – **дигитації**. У випадках, коли рух алохтона спричиняє зрив і деяке переміщення окремих товщ автохтона, але при цьому не втрачається зв'язок з підстелюючою товщею, говорять про **параавтохтон**. Утворення покривів нерідко відбувається в підводних умовах, при цьому в результаті руйнування

фронтальної частини покриву від нього відокремлюються брили різних розмірів – **олістоліти**, які згодом перекриваються новими осадами, і таким чином формуються **олістостроми**. Значні за розмірами фрагменти верств, які в результаті формування покриву зсунулися, називаються **олістоплаками**.

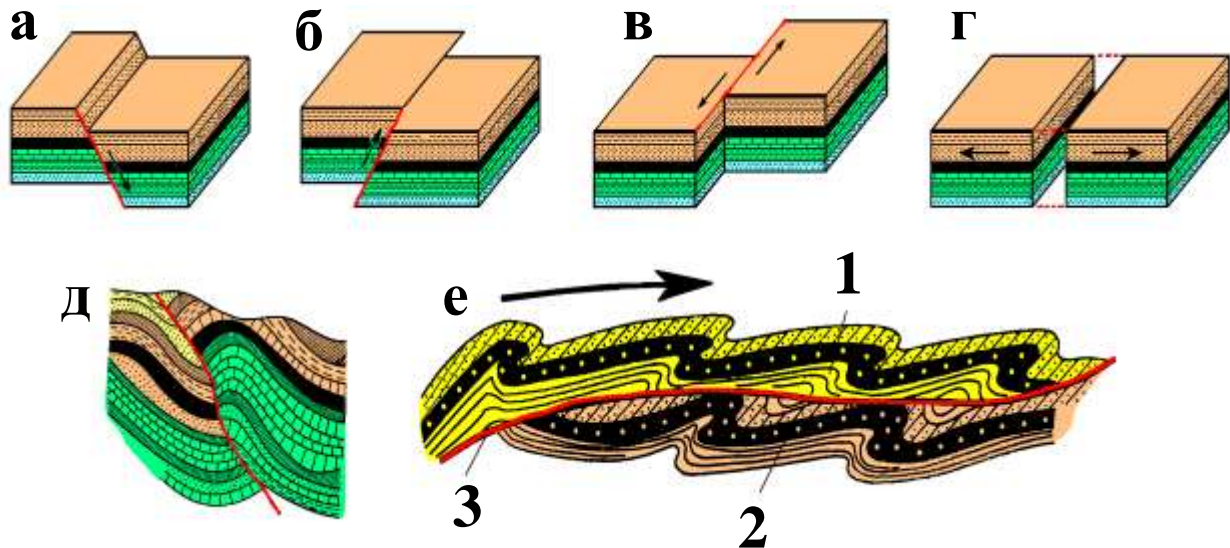
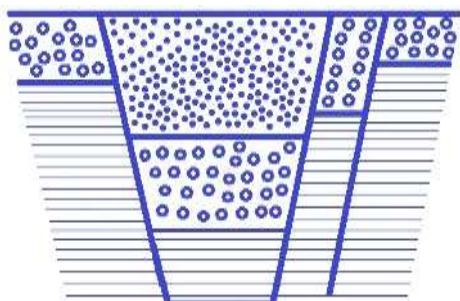
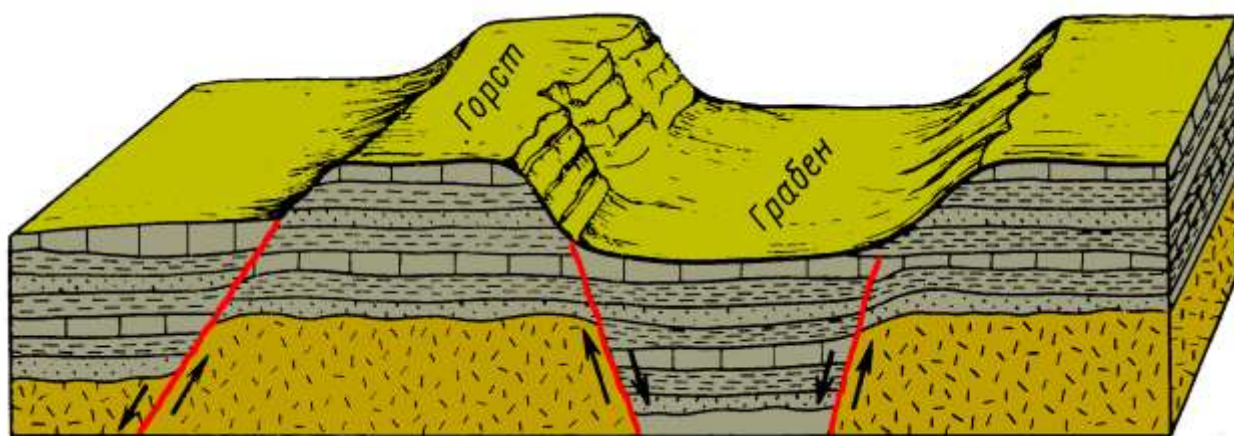


Рис. 22. Розломи зі зміщенням: а – скид; б – підкид; в – зсув; г – розсув; д – насув; е – покрив (шар'яж); 1 – алохтон; 2 – автохтон; 3 – поверхня волочіння

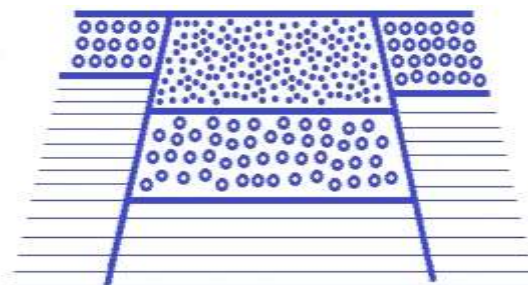
Тектонічні порушення, здебільшого, утворюють цілі системи. Так, скиди, розташовуючись паралельно, утворюють східчасту структуру, в якій кожний наступний блок опущений нижче по відношенню до попереднього. В умовах розтягування нерідко утворюються зустрічні скиди і тоді центральна частина структури зазнає опускання. Така структура називається **грабеном** (рис. 23). У випадку паралельних підкидів центральна частина структури, навпаки, піднята і її називають **горстом**. Витягнуті на сотні і тисячі кілометрів складні системи грабенів, які поєднуються з горстами, називаються **рифтами**.

Окрему категорію розривних порушень утворюють зони **глибинних розломів**. Вони характеризуються значним простяганням, потужністю та тривалим розвитком, що свідчить про їх глибинне закладення. Сейсмічними дослідженнями було встановлено, що ці розломи досягають навіть межі Мохоровичича. На поверхні зона глибинного розлому може мати ширину в десятки кілометрів і складатися з серії більш дрібних кулісоподібних розломів, між якими затиснуті блоки порід.

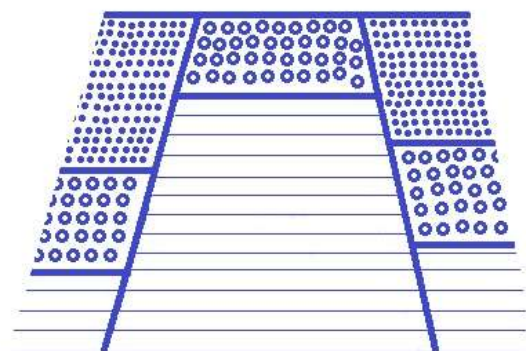
Для характеристики положення будь-якого пласта в просторі використовують так звані **елементи залягання пласта**, до яких відносяться: лінія простягання, лінія падіння та кут падіння.



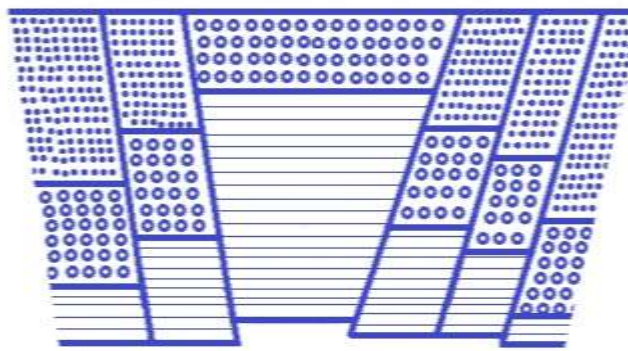
Грабен, утворений скидами



Грабен, утворений підкидами



Горст, утворений скидами



Горст, утворений підкидами

Рис. 23. Схема будови грабенів і горстів

Лінія простягання – це горизонтальна лінія на поверхні верстви, або, іншими словами, лінія перетину поверхні верстви з горизонтальною поверхнею.

Лінія падіння – це лінія, яка лежить на поверхні верстви і є перпендикулярною до лінії простягання, тобто лінією падіння є вектор, що вказує напрямом падіння верстви.

Кут падіння – це кут між поверхнею верстви та горизонтальною площиною, або кут між лінією падіння та її проекцією на горизонтальну площину. У випадку горизонтального залягання верстви кут падіння дорівнює 0° ; при вертикальному положенні верстви її кут падіння становить 90° . Якщо верства знаходиться в перекинутому стані, кут падіння все одно буде меншим за 90° , що впливає з визначення кута падіння.

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

5. ГОРОТВОРНІ ПРОЦЕСИ, ТИПИ ГІР, ЇХ ХАРАКТЕРИСТИКА

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

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

Каледонська складчастість – ера тектогенезу, яка виявилася в сукупності геологічних процесів деформації земної кори (інтенсивній складчастості, горотворення і гранітоїдного магматизму) в палеозої (500-400 млн. років). Області розвитку каледонської складчастості – **каледоніди**. На території України каледонська складчастість найактивніше проявилася в межах Західно-Європейської платформи (Коханівська і Рава-Руська зони), складчастих Карпат і на прилеглому до них краї Східно-Європейської платформи (Дністровський, Львівський палеозойський, Придобруджинський прогини).

Герцинська складчастість – одна з найінтенсивніших в історії Землі (кінець девону – початок тріасу) деформацій земної кори, що відбувалася протягом пізнього палеозою. Прояви герцинської складчастості – **герциніди**. У цей період утворилися складчасті гірські системи – Аппалачі, Анди, Тянь-Шань, Алтай, Урал та ін., в Україні – Донецький кряж.

Мезозойська складчастість – деформації земної кори, які відбувалися з кінця юрського до початку палеогенового періоду. Проявилися головним чином по периферії Тихого океану.

Перша епоха мезозойської складчастості: утворилися більша частина Кордильєр, Анд, Верхоянський хребет та ін. У цей час деформації охопили площу від Добруджі, Гірського Криму, Гірського Мангишлаку і Туаркіру через Південну Туркменію, Центральний Іран, Північний Афганістан до Південного Китаю і Південно-Східної Азії, де вони були особливо інтенсивними. У західній півкулі вони виявилися в Кордильєрах, Південних Андах і особливо на Антарктичному півострові.

Друга епоха мезозойської складчастості. Основний ареал її вияву – Тихоокеанське складчасте кільце, де, зокрема, деформації цього віку оформили складчасту структуру Верхояно-Чукотської області, значну частину Японських островів і Нової Зеландії, відіграли важливу роль в оформленні структури західних зон американських Кордильєр. У Євразії ці деформації порушили внутрішні зони Альп, Дінарид, Еллінід, виявилися в Центральному Ірані і Афганістані, на Південному Паміру, в Тибеті і М'янмі.

Третя епоха мезозойської складчастості. Її вияви відомі по всьому Гімалайському поясу, хоч вони ніде і не завершили геосинклінальний розвиток. У Тихоокеанському обрамленні ці деформації мали основне значення в складчастій системі Сіхоте-

Аліня. Вони торкнулися також Корякського нагір'я і північно-американських Кордильєр.

Альпійська складчастість – складчастість земної кори, наймолодша за геологічним віком деформація земної кори, яка проявилася в кінці мезозойської і в основному сформувалась упродовж кайнозойської ери.

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

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

Деякі науковці вважають, що процес Альпійської складчастості ще не закінчився і до наших днів. Про це свідчать діючі вулкани, висока сейсмічність і порушення молодих осадових порід у районах проявів Альпійської складчастості.

Гори Альпійської складчастості – наймолодші, вони найменше зазнали процесів руйнування, через що і є найвищими на земній поверхні. При формуванні гір Альпійської складчастості інтенсивно

проявлялись процеси вулканізму. Внаслідок цього серед гір Альпійської складчастості дуже поширені магматичні породи.

Горотворення (орогенез) – сукупність інтенсивних висхідних вертикальних тектонічних рухів (складчастості та розривів), процесів, з якими пов'язане виникнення та розвиток гір.

Основна причина горотворення пов'язана з тектонічними рухами. Субдукція океанічної плити під континентальну плиту або океанічну утворює гірський хребет (Анди, Скелясті гори) (рис. 24). Також може відбуватися зіткнення двох континентальних плит (рис. 25) і внаслідок цього може утворитися гірський ланцюг (Альпи, Кавказ, Гімалаї). Земна кора потовщується розломами і складками, що проявляються на всіх рівнях.



Рис. 24. Утворення гірського хребта при зіткненні океанічної плити з континентальною

Наявність теплових аномалій також може привести до формування рельєфу шляхом виверження вулканічних порід (через вулкани) та (або) за рахунок зміни щільності літосфери. Земна кора є легшою за літосферну мантію, що лежить під нею, більша частина породи, що застигає і згущується, поглинається корою на межі кори та мантії (найглибша така межа – Мохоровичича). Це потовщення призводить до підйому рельєфу і, як правило, до локального збільшення ерозії. Ерозія може також впливати на формування рельєфу через зміну ізостазії ділянок земної кори.

Гірський ланцюг також може бути створений на межі плит, які рухаються в паралельних напрямках (трансформний розлом), або які

розходяться (на межах рифтів рельєф утворюється через термічний ефект).

Гори – ділянки земної поверхні з різкими коливаннями висот і контрастними формами рельєфу, піднесені вище 600 м над рівнем моря. За характером утворення гори бувають вулканічні, тектонічні і денудаційні.

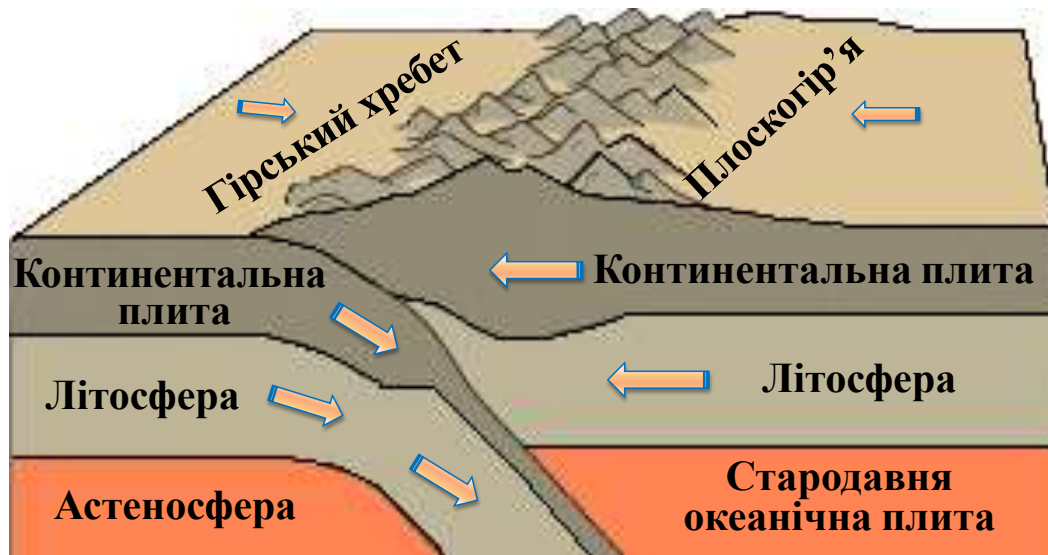


Рис. 25. Утворення гірського хребта при зіткненні двох континентальних плит

Вулканічні гори утворюються в результаті вулканічних процесів і являються результатом накопичення різних продуктів вулканічних вивержень. Вулканічні гори мають форму конусів із кратерними зниженнями. Показові приклади вулканічних конусів – гори Майон на Філіппінах, Фудзіяма в Японії, Попокатепетль у Мексиці, Шаства в Каліфорнії (рис. 26). Попільні конуси мають схожу будову, але вони не такі високі і складені в основному з вулканічних шлаків. Такі конуси є поблизу Лассен-Піка в Каліфорнії і на північному сході Нью-Мексико. Щитові вулкани формуються під час повторних виливань лави. Здебільшого вони не такі високі і мають не таку симетричну будову, як вулканічні конуси. Багато щитових вулканів є на Гавайських і Алеутських островах. Ланцюги вулканів зустрічаються в довгих вузьких зонах. Імовірно, найбільш відомий приклад – ланцюг вулканічних Гавайських островів протяжністю понад 1600 км. Всі ці острови утворювалися внаслідок виливання лави і вивержень уламкового матеріалу з кратерів, що розташовувалися на дні океану. Якщо вести відлік від поверхні дна океану, де глибини складають близько 5500 м, то деякі з вершин Гавайських островів увійдуть до числа найвищих гір світу.

Тектонічні гори – підняття земної поверхні, які зумовлені деформаціями земної кори. Залежно від характеру деформацій земної кори в процесі горотворення серед тектонічних гір розрізняють складчасті, складчасто-брилові та брилові гори.



Майон (Філіппіни)



Фудзіяма (Японія)



**Попокатепетль
(Мексика)**



Шаста (США)

Рис. 26. Вулканічні гори

Складчасті гори являють собою товщі гірських порід, що під дією внутрішніх сил вигнулися в гігантські складки. Так зминаються краї літосферних плит під час їх зближення. Яскравим прикладом є рух Індо-Австралійської плити, яка підштовхує Гімалаї вгору. При таких рухах вигинатися складками могли і ділянки морського дна з нагромадженнями осадових порід. Про те, що на місці багатьох гір колись були моря, вказують рештки морських організмів у породах, якими складені гори. Складчастими є Кримські гори, Карпати, Альпи, Гімалаї, Анди (рис. 27).

Складчасто-брилові гори виникли на ділянках земної кори, де в далекому минулому вже існували складчасті гори. Давні гори з часом зруйнувалися і поступово перетворилися на горбисті рівнини. Земна кора там втратила пластичність і набула стійкості. А коли знову відбувалися горотворчі процеси, товщі порід розкололися на брили. Так утворилися Уральські гори, Тянь-Шань (рис. 28).

Брилові гори – гори, рельєф яких зумовлений, переважно, диференційованими рухами окремих брил земної кори, роздробленої розломами. Утворюються в результаті розламуванні товщ гірських порід земної кори на окремі блоки та їх підняттям на різну висоту. Виникають, як правило, там, де породи в результаті тривалого і складного розвитку втратили свою пластичність (консолідувалися) і під дією ендогенних сил поведуться як крихке тіло, розколюючись на блоки. Розломи, що розділяють брили, можуть мати глибину від 1-3 км до кількох десятків кілометрів, вони можуть бути вертикальними (скиди) або похилими (насуви). В рельєфі розломи виражені або уступами, або лінійними долинами, утвореними ерозією. Здебільшого брилові гори мають рівнинну або хвилясту поверхню і круті схили, розчленування для них порівняно рідкісне. Якщо підняті брили в цілому утворюють полого-опуклу форму, такі гори називають склепінчасто-бриловими. До брилових гір належать гірські системи Алтаю, в Західній Європі – гори Вогези, Гарц та інші (рис. 29).



Рис. 27. Складчасті гори

За віком гори можуть бути молоді й старі. Молоді гори утворилися за геологічними мірками недавно – упродовж останніх 25 млн. років (у кайнозойську еру). Молодими є складчасті гори. Вони, як правило, високі з крутими схилами (Альпи, Гімалаї). Вік

Сидякіна О.В., Сидоренко О.І., Іванів М.О. Ендогенні геологічні процеси

старих гір може перевищувати 300-400 млн. років. Вони невисокі (Уральські, Скандинавські гори). Гори України, незважаючи на середню висоту, належать до молодих за віком.

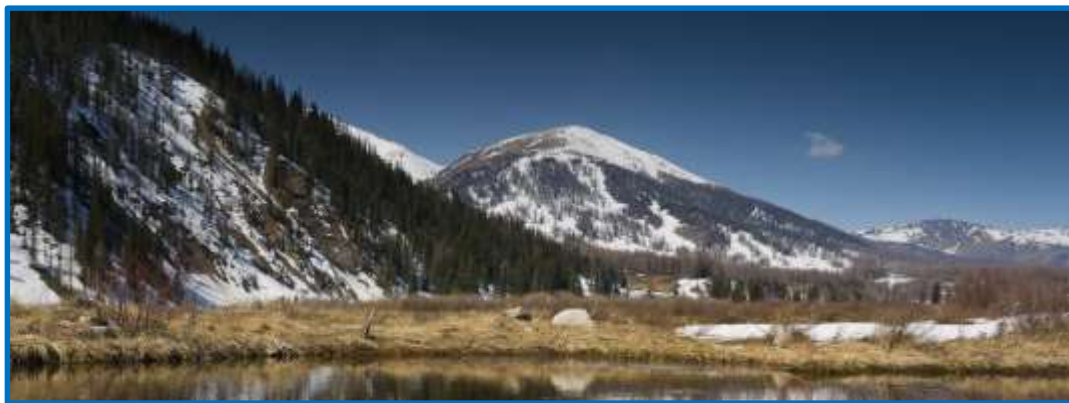


Уральські гори



Тянь-Шань

Рис. 28. Складчасто-брилові гори



Алтайські гори



Вогези



Гарц

Рис. 29. Брилові гори

За висотою над рівнем моря розрізняють гори низькі, середньовисокі і високі. **Низькі гори** мають порівняно незначну

абсолютну висоту – до 1000 м. Їх вершини округлі або плоскі, а схили пологі. Такими є більшість хребтів Кримських гір. **Середньовисокі гори** сягають висот від 1000 до 2000 м. Наприклад, Карпати (гора Говерла (2061 м) – найвища вершина в Україні). **Високі гори** здіймаються більш як на 2000 м. Їх вирізняють гострі вершини, вкриті снігом та льодом, і круті скелясті схили. Найвищі вершини високих гір перевищують 8000 м. Таких вершин – 14 і всі вони розташовані в горах Азії. Найвищими горами Землі є Гімалаї. Їх назва означає “оселя снігів”. Саме там зосереджені 12 “восьмитисячників”, серед яких і найвища вершина нашої планети – Джомолунгма (Еверест) заввишки 8850 м.

6. ПРИЧИНИ ТЕКТОНІЧНИХ РУХІВ І ДЕФОРМАЦІЙ

Існування вертикальних і горизонтальних рухів в межах земної кори, що спричиняють деформації гірських порід, вже є доведеним фактом, проте на питання про причини, які зумовлюють ці рухи, як і про джерела енергії всіх ендогенних процесів, донині ще не має однозначної відповіді.

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

Недосконалість гіпотези полягала у тому, що складчасто-насувні дислокації поширені і в тих регіонах, де магматичні породи відсутні, також у деяких випадках складчасті споруди вміщують не молодші, а древніші за дислоковані верстви граніти та інші магматичні утворення. Тому на початку XIX століття цю гіпотезу замінила контракційна гіпотеза.

Контракційну гіпотезу запропонував французький геолог Л. Елі де Бомон. Вона базувалася на гіпотезі про первинний розплавлений стан планети. В результаті поступового охолодження Землі спочатку сформувалася тверда земна кора, яка в подальшому повинна була пристосовуватися до підкорового об’єму, що в процесі охолодження кулі поступово зменшувався. Це призводило до того,

що кора починала деформуватися, розтріскуватися та зминатися. Таким чином виникали розломи і утворювалися складки та складчасті споруди. Контракційна гіпотеза не пояснювала, чому складчасті зони займають певне положення на поверхні земної кори, а не поширені повсюдно, і чому цей процес носив періодичний характер. Також вона виявилася неспроможною пояснити деякі тектонічні явища, так як холодна планета не могла стискатися.

Контракційну замінила **пульсаційна гіпотеза**, розроблена В. Бухером, М. О. Усовим і В. О. Обручевим. Вона спирається на те, що Земля пульсує, тобто попеременно збільшується і зменшується. Під час збільшення з'являються розломи і прогини, відбувається виверження базальтової магми. Під час зменшення – в прогинах відбуваються деформації і утворюються складчасті гірські системи. При цьому магма не може вивертатися на поверхню і застигає в надрах Землі, утворюючи інтрузивні тіла. Відповідно до цієї гіпотези, складкоутворення повинне було б відбуватися строго одночасно на всій поверхні планети. Насправді ж відомо, що коли в одному регіоні формувалась складчастість, то в іншому – відбувався розтяг кори.

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

Усі гіпотези, які земну кору та мантію розглядали як єдине ціле, вважали неможливим відрив кори від мантії та стояли на позиціях фіксованого положення континентів відносно мантії, одержали назву **фіксизм**. Проте на початку ХХ століття з'явився новий напрямок, який успішно розвивається і на сьогоднішній день, він одержав назву **мобілізму** і припускає можливість значних (на тисячі кілометрів) горизонтальних переміщень гігантських материкових брил (пізніше вони дістали назву літосферних плит) по поверхні мантійного субстрату.

Основи мобілізму були закладені німецьким дослідником Альфредом Вегенером і пов'язані з **гіпотезою дрейфу (переміщення) материків**. Припускалося, що на початку мезозойської ери всі материки склали єдиний суперконтинент Пангею, але за юрських часів він розпався на сучасні континенти, розділені молодими

океанами (рис. 30). Базувалася дана гіпотеза на подібності обрисів материків, розділених сьогодні Атлантичним океаном – Північної та Південної Америки, з однієї сторони, Європи та Африки – з іншої. На користь гіпотези також свідчила подібність наземних фауни та флори, які населяли південну групу материків до розпаду суперконтиненту, а також знахідки на всіх материках слідів покривного зледеніння.

А. Вегенер також вважав, що океани і континенти підстеляють різні породи: континенти – граніти, а океани – базальти. Враховуючи це, він припускав, що океани, під якими залягає базальтовий шар, не могли утворитися шляхом занурення гранітної континентальної кори, а повинні були виникнути в результаті звільнення базальтового шару від гранітного шляхом горизонтального переміщення останнього.

Основним недоліком гіпотези А. Вегенера було те, що вона неспроможна була пояснити утворення прогинів у земній корі, на місці яких формувалися западини, виповнені вулканогенним та осадовим матеріалом

Радіоміграційна гіпотеза або тектонічна концепція глибинної диференціації речовини була розроблена наприкінці 30-х років минулого століття В. В. Білоусовим. Провідна роль у ній відводилась вертикальним тектонічним рухам. Розігріву мантійної речовини і її глибинної диференціації та рухомості сприяла енергія розпаду радіоактивних елементів, які містяться в породах кори та мантії. Внаслідок диференціації речовини на межі верхнього ядра та мантії легкі компоненти піднімаються догори, а важкі опускаються вниз. Таким чином легкий розігрітий матеріал накопичується під земною корою нижче астеносферного шару, який також під впливом тепла, що надходить знизу, розігрівається, і в ньому відбувається часткове плавлення матеріалу. Розігрітий, менш в'язкий і більш рухомий астеносферний матеріал проникає крізь літосферу, створюючи сприятливі умови для базальтового магматизму. Відповідно виливи базальтової магми обважнювали літосферу, що призводило до опускання окремих її частин і утворення в земній корі прогинів, заповнених потужними товщами вулканогенних і осадових порід. Накопичення останніх заважало проникненню нових порцій базальтової магми на поверхню і вона застигала на глибині, а тепло, яке виділялося при її кристалізації було джерелом метаморфічних процесів, а також призводило до плавлення існуючих утворень і формування з цих розплавів гранітів. Метаморфізм і гранітизація

Поверхня Землі
200 млн. років тому



Поверхня Землі
180 млн. років тому



Поверхня Землі
65 млн. років тому



Рис. 30. Розпад Пангеї за А. Вегенером

супроводжуються збільшенням об'єму порід, а це, враховуючи обмежений простір, призводить до потовщення кори, деформації порід, їх підйому та формування гірського рельєфу. При наступному підйомі магми, кора просто дещо піднімається і відбувається відродження гірських споруд. У випадках коли піднімаються значні об'єми магми, можливе руйнування континентальної кори. При цьому відбувається поглинання базальтовою магмою окремих брил кори і її переплавлення, а тугоплавкі залишки осідають у нижній частині астеносферного шару. В результаті відбувається заміщення континентальної кори корою океанічного типу і утворення океанських западин. Цей процес називають океанізацією, або базифікацією, тобто заміщенням кислої кори корою основного складу.

Недоліком гіпотези В. В. Білоусова було те, що вона не враховувала ролі горизонтальних рухів у формуванні структурного вигляду земної кори.

Американські вчені Г. Хесс і Р. Дітц у 1961-1962 роках розробили **гіпотезу спредингу (утворення океанів)** шляхом розсування континентів внаслідок розвитку рифтів, які приурочені до осьових частин серединно-океанічних хребтів (рис. 31). Згідно з цією гіпотезою рифти серединно-океанічних хребтів є також місцем зародження нової океанічної кори, яка виплавляється з астеносфери.

У 1963 році англійці Ф. Файн і Д. Метью висловили думку, що океанічна кора, яка формується в серединно-океанічних рифтах при остиганні намагнічується перемінно то в прямому, то в зворотному, по відношенню до сучасного магнітного поля напрямках, і вже в цими "помітками" палеонамагніченості у вигляді закономірних аномалій різного знаку пересувається в сторону континентів подібно до стрічки конвеєру.

У 1965 році канадський геофізик Дж. Вільсон виділив трансформні розломи, які майже перпендикулярно перетинають серединно-океанічні хребти, зміщуючи рифтові долини і магнітні аномалії. Він також встановив, що вулканічні острови розташовані на периферії океанів є древнішими за ті, які знаходяться ближче до серединно-океанічних хребтів.

Американські вчені Л. Р. Сайкс, Дж. Олівер, Б. Ізакс, У. Дж. Морган та інші у 1962 р. сформулювали нову тектонічну гіпотезу, яка одержала назву "**тектоніка літосферних плит**", або "**нова глобальна тектоніка**". В основі цієї гіпотези лежить уявлення про те, що літосферні плити пересуваються одна відносно іншої по

широті, довготі, і при цьому також можуть обертатися. Вони розсуваються в рифтових зонах серединно-океанічних хребтів, зближуються в межах зон глибоководних жолобів і острівних дуг, зазнають зміщень зсувного типу вздовж трансформних розломів.

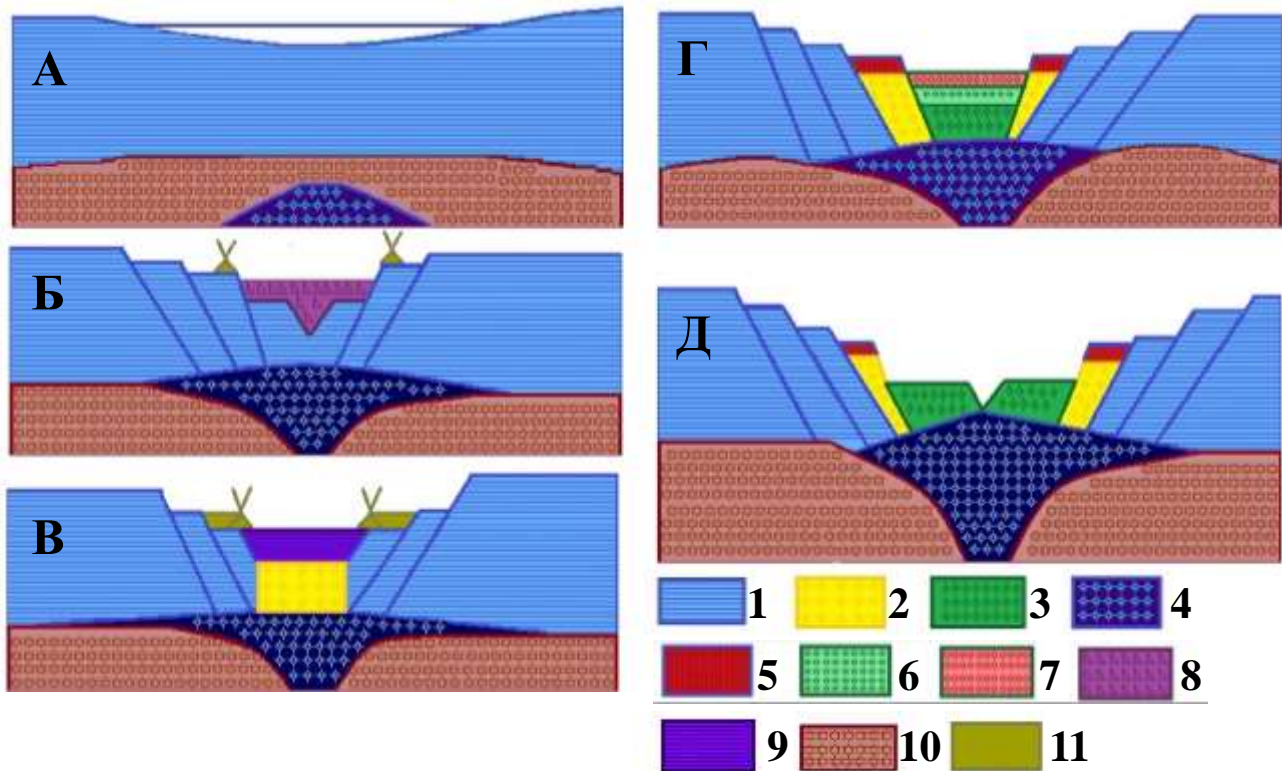


Рис. 31. Схема утворення океанів в результаті розсування континентів:

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

Розростання океанічної кори в зонах спредингу призводить до розширення океанів, що, відповідно, спричиняє рух літосферних плит. Враховуючи відсутність такого явища як розширення Землі, новоутворена океанічна кора повинна десь поглинатися. Такими місцями де відбувається поглинання мас важкої океанічної кори є зони зіткнення її з порівняно легкою континентальною корою, які називаються зонами субдукції (поглинання). Саме до них приурочені сейсмофокальні зони та зони інтенсивної вулканічної діяльності, а проявляються вони на поверхні земної кори у вигляді острівних дуг і глибоководних жолобів (рис. 32).

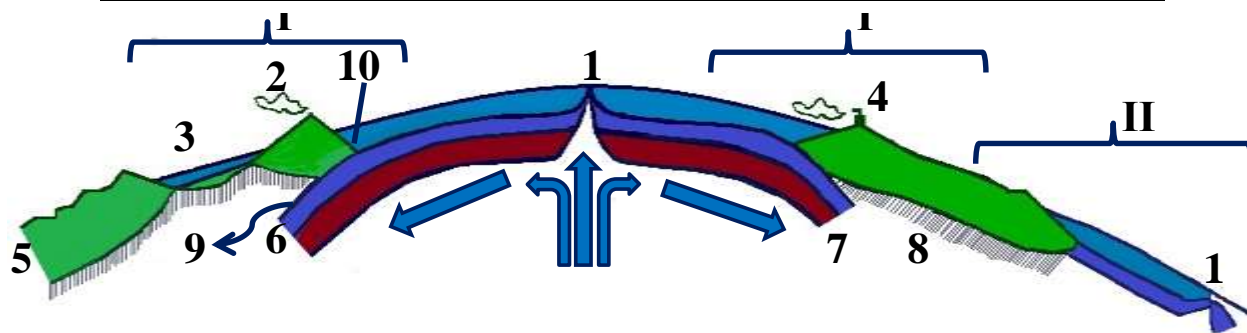


Рис. 32. Схема взаємного положення і руху літосферних плит:

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

Найвірогіднішою причиною горизонтальних переміщень плит є конвективні рухи мантійної речовини, спричинені її розігрівом. Серединно-океанічні хребти з рифтовими зонами розташовуються над висхідними потоками мантійної речовини, а глибоководні жолоби – над низхідними. Це припущення підтверджується підвищеним тепловим потоком в межах серединно-океанічних хребтів і пониженим – у жолобах. Новоутворена океанічна кора рухаючись від хребтів поступово охолоджується, ущільнюється і потовщується за рахунок астеносфери. Поступово вона стає важчою від астеносфери, яка її підстелює і занурюється в неї вздовж схилів океанічних жолобів. Горизонтальні переміщення літосферних плит відбуваються не по підшві кори, або її гранітного шару, а на межі літосфера – астеносфера. Руху підлягають не континенти, а літосферні плити, які також включають прилеглі до серединних хребтів частини океанів. Основною рушійною силою яка зумовлює горизонтальне переміщення плит є, як вже зазначалось вище, конвективні потоки мантійної речовини. Проте, питання першопричин виникнення конвективних потоків мантійної речовини, область їх прояву (в усій мантії чи тільки у верхній її частині), а також джерела теплоти, яке спричиняє розігрів мантії до сьогоденного часу залишаються.

Контрольні питання

1. Які процеси вивчає динамічна геологія?
2. Що являють собою ендогенні процеси, їх джерела енергії?
3. Магматизм, його види і характеристика.
4. Охарактеризуйте форми інтрузивних і ефузивних тіл.
5. Розкрийте сутність метаморфізму і охарактеризуйте його види.
6. Поняття вулканізму і вулканів.
7. Охарактеризуйте тріщинні і центральні, діючі і згаслі вулкани.
8. Будова наземного і підводного вулканів.
9. Які пояси активної вулканічної діяльності Вам відомі?
10. Як класифікуються вулкани за зовнішньою формою? Охарактеризуйте їх.
11. Типи вулканічних вивержень за В. А. Обручевим і їх характеристика.
12. Які продукти вулканічної діяльності Вам відомі? Їх особливості.
13. Що являє собою лава? Її склад. Кислі і основні лави.
14. Розкрийте сутність поствулканічних явищ.
15. Поняття землетрусів, як часто вони відбуваються?
16. Які найсильніші землетруси Вам відомі?
17. Охарактеризуйте причини, які викликають землетруси.
18. Види землетрусів за інтенсивністю.
19. Як розрахувати прискорення сейсмічної хвилі?
20. Розкрийте поняття гіпоцентру, епіцентру, форштоку, афтерштоків.
21. Для чого призначені сейсмографи? Принцип їх роботи.
22. Що являють собою моретруси?
23. Яким чином можна прогнозувати землетрус?
24. Які рухи земної кори називають тектонічними?
25. Охарактеризуйте коливальні (епейрогенічні) рухи земної кори.
26. Які рухи називають складчастими?
27. Які види складок Вам відомі? Охарактеризуйте основні елементи складок.
28. Розкрийте поняття повної, переривчастої і проміжної складчастості.
29. Що являють собою розривні рухи? Їх елементи і типи.
30. Які системи тектонічних порушень Вам відомі?
31. Охарактеризуйте елементи залягання пласта.
32. Епохи горотворення та їх характеристика.

33. Розкрийте сутність та причини горотворення.
34. Які бувають гори за характером утворення? Їх характеристика.
35. Охарактеризуйте гіпотезу «кратерів підймання».
36. Сутність контракційної гіпотези.
37. На що спирається пульсаційна гіпотеза?
38. Яка гіпотеза є протилежною пульсаційній?
39. Поняття фіксизму і мобілізму.
40. Розкрийте сутність гіпотези дрейфу (переміщення) материків.
41. Охарактеризуйте радіоміграційну гіпотезу або тектонічну концепцію глибинної диференціації речовини.
42. Яка гіпотеза пояснює утворення океанів? Її сутність.
43. На що спирається гіпотеза «тектоніка літосферних плит»?
44. Які питання стосовно переміщення літосферних плит залишаються дискусійними?

ЗМІСТ

	Стор.
1. Поняття про динамічну геологію, магматизм, метаморфізм, характеристика.....	3
2. Вулканізм, типи вулканів, продукти вивержень, вплив вулканізму на ґрунтотворення	10
3. Землетруси: причини, сила, наслідки, географічне поширення, прогнозування.....	20
4. Тектонічні рухи земної кори та їх значення.....	28
5. Горотворні процеси, типи гір, їх характеристика.....	38
6. Причини тектонічних рухів і деформацій.....	46
7. Контрольні питання.....	53

Список використаної літератури:

1. Тихоненко Д. Г., Дегтярьов В. В., Щуковський М. А., Язикова А. Г., Величко Л. Л., Тарара В. С. Геологія з основами мінералогії. – К.: Вища освіта, 2003. – 287 с.
2. Ігнатенко О. Ф., Капштик М. В., Петренко Л. Р., Вітвицький С. В. Ґрунтознавство з основами геології. – Навчальний посібник. – К.: Оранта. – 2005. – 648 с.
3. Борголов И. Б. Курс геологии (с основами минералогии и петрографии). – М.: ВО Агропромиздат, 1989. – 216 с.
4. Толстой М. П. Геология с основами минералогии. – М.: ВО Агропромиздат, 1991. – 398 с.
5. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В., Драчева Н. И. Методические указания по основам геологии. – Херсон: ПО «Гамма», 1995. – 86 с.
6. Гамаюнов В. Е., Сидоренко А. И., Бойко Н. В. Геологический словарь. – Херсон: ХГТ, 1996. – 54 с.
7. Гамаюнов В. Е., Драчева Н. И., Гнедой П. Н. Общие вопросы эндогенных геологических процессов // Методические рекомендации. – Херсон, 1997. – 17 с.
8. Гамаюнов В. Є. Загальні питання ендогенних геологічних процесів // Методичні вказівки. – Херсон, 2002. – 12 с.
9. Вікіпедія: матеріали під вільними ліцензіями. – Інтернет ресурс: режим доступу uk.wikipedia.org/.../Вікіпедія:Матеріали_під_...



Поняття про динамічну геологію, магматизм, метаморфізм, характеристика

Вулканізм, типи вулканів, продукти вивержень, вплив вулканізму на ґрунтоутворення

Землетруси: причина, сила, наслідки, географічне поширення, прогнозування

Тектонічні рухи земної кори та їх значення

Горотворні процеси, типи гір, їх характеристика

Причини тектонічних рухів і деформацій