

## Розділ 6

### ФІЗИЧНІ УМОВИ ДЕФОРМАЦІЇ СКЕЛЬНИХ ПОРІД

Скельні або гірські (тверді, літифіковані) породи, як і окремі їхні компоненти (мінерали), є фізичними тілами, що перебувають у земній корі під дією різних навантажень. Унаслідок цього в породах виникає певна протидія – протидіюча напруга. Внутрішні сили, які зароджуються в тілі і які намагаються урівноважити дію зовнішніх сил, називають *силами пружності*. За умови значних навантажень у породах з'являються деформації, що слугують змінами форми чи об'єму, або першого і другого разом. За постійної дії навантаження, яке виходить за межі міцності, у скельних породах спочатку виникає тріщинуватість, а потім відбувається і їхнє руйнування. Зі зрозумілих причин тріщинуватість не може виникнути та розвинути у сипких нелітифікованих осадах та незцементованих породах.

В умовах земної поверхні чимало скельних порід, піддаючись деформуючим зусиллям, мають властивості твердих крихких тіл і здатні лише до руйнування. Проте з плином часу простежується прогинання під власною вагою мармурових плит, які мають опору по краях, та розплющування (потовщення) нижніх частин гранітних колон (храми Давнього Єгипту). Це засвідчує здатність скельних порід до *в'язкого течіння у твердому стані* без утворення розривів (тріщин) за відповідних навантажень, що діють протягом тривалого часу. Внаслідок таких процесів виникають складки, сланцюватість і кліваж.

Загалом *деформація* – це зміна взаємного розташування частинок, з яких складається тіло, наслідком чого стає зміна його форми та об'єму. Найпростішими видами деформації тіл є стиснення, розтяг і зсув.

Деформація тіла може бути спричинена механічною дією на нього зовнішніх сил, а також іншими чинниками: зміною температури тіла, фазовими перетвореннями та іншими процесами.

**Типи деформацій:** *пружні, пластичні і розривні*. Напруги, прикладені до породи чи мінералу, пропорційні деформаціям доти, доки не перевищено межю пружності. За її перевищення мінерал або порода зазнає *пластичної деформації* (рис. 6.1), під час якої тіло весь час змінює свою форму, не втрачаючи при цьому, як при руйнуванні, суцільності.

*Пружними* називають такі деформації, які зникають відразу після припинення дії сил, що їх зумовлюють. Величина пружної деформації прямо пропорційна до величини напруг і загалом також залежить від тривалості дії сил на тіло, яке деформують. Коли прикладена сила намагається



Рис. 6.1. Діаграма *напруга – деформація* для твердого тіла, яке піддається спочатку пружній, а потім і пластичній деформації

ся змістити одні частинки відносно інших, молекулярні сили виявляють спротив, що зумовлює твердість речовин (мінералів, порід). Зміщені ж частинки намагаються повернутися у попереднє (до прикладення сили) положення.

*Пластична деформація* для геології є найважливішою та істотною, оскільки вона залишає незворотні форми, які і спостерігають у земній корі як геологічні тіла певної форми. Отже, *пластичною* називають деформацію залишкову, тобто таку, яка не зникає навіть після припинення дії сил на тіло і відбувається без істотних ознак руйнування тіла. Така незворотна деформація пропорційна не лише силам, що її спричиняють, але й тривалості дії цих сил на тіло. Останній чинник має величезне значення для встановлення походження та умов розвитку деформацій у земній корі, які виникли переважно внаслідок надзвичайно тривалої дії тектонічних напруг. Пластична деформація в породах проявляється як *міжзернове ковзання, трансляційний рух, рух по кристалографічних площинах* у мінералах, а також *перекристалізація*.

*Міжзернове ковзання* відбувається внаслідок переміщення зерен мінералів, що входять до складу породи. Наприклад, зерна кварцу пісковиків, чи кристалики кальциту вапняків, за дії стиску переміщатимуться незалежно одні від одних. При цьому вони займатимуть нові положення. Лусочки слюд, табличкуваті кристали рогової обманки та інші кристали сплюснутої форми розташовуються орієнтовано, відповідно до дії прикладених зусиль. Тобто найбільші грані розташуються перпендикулярно до



дії сили найбільшого навантаження. Такий процес є достатньо тривалим і певна структура порід встановлюється поступово.

У дуже твердих породах за великих тисків пластична деформація проявляється як орієнтована перекристалізація. При цьому кристали, які піддаються диференційованому тиску по двох різних напрямках, тоншають у напрямі тиску і видовжуються в напрямі, перпендикулярному до нього. Тобто формуються кристали, видовжені по двох напрямках, а третій – скорочений. Найяскравіше це проявляється в орієнтованості лусочок біотиту в відповідних метаморфічних породах – біотитових сланцях. Така перекристалізація спричинює також зміну оптичної орієнтації кристалів. Загалом наслідком орієнтації кристалів та зерен є *сланцюватість*.

Поглиблення пружної і пластичної деформацій спричинює істотне руйнування матеріалу. Тобто після перевершення порою межі або порогу пластичності виникає тріщинуватість, а далі порода руйнується.

*Руйнування* – це вид деформації, вивчення якого є найважливішим для геологів, оскільки вони постійно досліджують більш або менш заторкнуті тріщинуватістю скельні породи. Руйнування відбувається тоді, коли напруги в тілі, що деформується, досягають межі міцності. При цьому відбувається розривання суцільності геологічного тіла. Отже, такі деформації ми називатимемо *розривними*. Інколи цей тип деформацій називають *крихким*.

Ці три типи деформацій у природі майже ніколи не простежуються цілком самостійно, а завжди поєднуються. Тобто вони представлені як закономірне поєднання накладених одні на одних двох або навіть трьох видів деформацій.

***Механізм пружної і пластичної деформації.*** Частинки, які формують тверді (кристалічні) тіла, постійно перебувають у тепловому русі, вони коливаються відносно деяких положень рівноваги (центрів ваги). У просторі вони утворюють впорядковану систему точок (вузлів) – кристалічну ґратку. Віддалі між точками, частинками тіла, яке перебуває в рівноважному стані за постійної температури, є величиною сталою. Це так звані параметри кристалічної ґратки.

Усяка зміна нормальної для певної ґратки віддалі між частинками спричинює зародження в тілі відповідних напруг, а, отже, й збільшення його потенційної енергії. Без зміни віддалей між частинками напруга в тілі не виникає. Для геологів важливим є те, що не лише зовнішня дія, але й будь-який фізичний або хімічний процес, що відбувається у скельній породі, викликає напруги, якщо він пов'язаний зі зміною міжатомних або міжмолекулярних віддалей. Підвищення температури, фазові перетворення та перекристалізація за процесів метаморфізму – усі ці явища

супроводжуються виникненням напруг у породах, де вони відбуваються. У зв'язку з цим напруги в земній корі можуть мати своєю першопричиною не лише зовнішні сили, але й зміну складу та об'єму речовини в надрах Землі. Такі ж напруги можуть бути спричинені і фізико-хімічними перетвореннями в самій земній корі, а також інших геосферах.

*Пружні деформації* супроводжуються порівняно незначним зміщенням центрів ваги коливань частинок з місць стійкої рівноваги. Очевидно, що цей вимушений стан у тілі зумовлюють напруги, що виникли, та після зникнення деформуючої сили частинки знов займуть свої попередні місця.

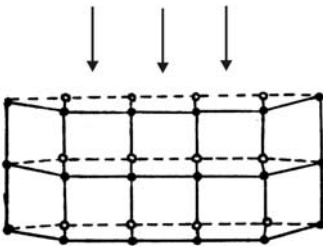


Рис. 6.2. Прояв пружної деформації в кристалічній ґратці кубічної сингонії (стрілками позначено напрям прикладення сили). Відбулося незначне зміщення частинок

Для умов кристалічної ґратки при дії невеликих напруг відбувається переміщення елементарних частинок на величину, кратну менше половини віддалі між вузлами стійкої рівноваги. Протидіючі внутрішні напруги в кристалі щодо цього не зникають. А при знятті зовнішнього тиску частинки займають попередні місця (рис. 6.2). На рисунку показано незначне зміщення частинок ґратки з первісного положення (пустотні кружки) на величину, кратну меншій половині міжатомної віддалі (суцільні кружки). Після зняття прикладеної сили частинки знов зайняли попереднє положення.

За *пластичної* деформації кристалів у її результативній формі напруги відсутні, оскільки відбувається переміщення частинок на величину, кратну віддалі між вузлами кристалічної ґратки. Отже, вони знов займають положення стійкої рівноваги. Найпростішим способом пластичної деформації в кристалічній речовині є *трансляція*, тобто переміщення на зразок ковзання одного шару кристалічної решітки (не обов'язково по найменших віддальях) відносно іншого (рис. 6.3).

На рисунку представлено положення, коли ковзання відбулося на довжину, кратну віддалі між центрами частинок (не обов'язково по найщільніших атомних шарах): кристалічна ґратка стає в рівноважне положення. При цьому деформація проходить через стадію порушення рівноваги, тобто пластична деформація відбувається як наслідок пружної. Отже, процес виведення частинок з рівноважного стану та відшукування ними нового стану рівноваги відбувається за багаторазового повторення пружної і пластичної деформацій.

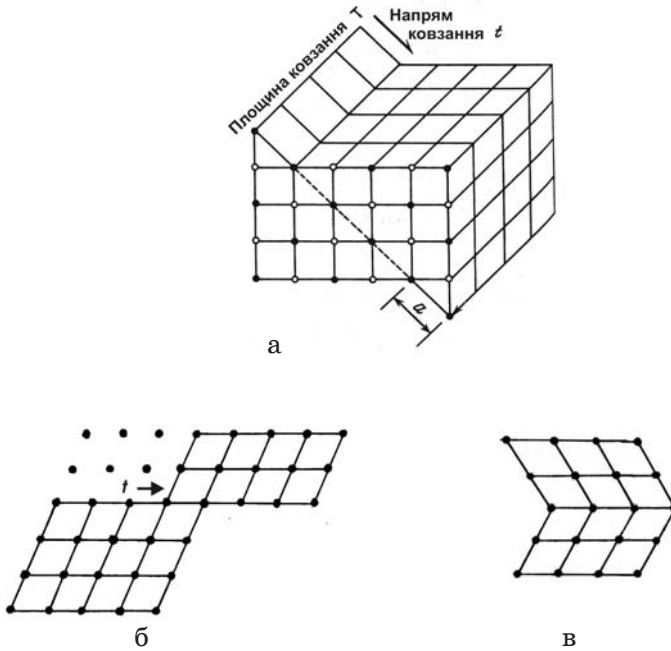


Рис. 6.3. Схема розвитку пластичної деформації в кристалі:

з'єднані точки – положення частинок у здеформованому кристалі; окремі точки – положення центрів ваги перед прикладенням сили ( $t$  – віддаль переміщення); А – пластична деформація (трансляційне ковзання в кристалі кубічної сингонії – галіті – в напрямі  $t$  по площині ковзання  $T$  [110]);  $a$  – величина одиничної трансляції; Б – трансляційне ковзання в ромбоєдричній ґратці ( $t$  – напрям трансляції); В – двійникування типу “ластівчин хвіст” у ромбоєдричній ґратці

*Повзучість та релаксація* – ці види деформації зачисляють до явищ післядії, коли деформація відбувається не одразу, а через деякий час.

*Повзучість* – це здатність твердих тіл (усіх без винятку скельних порід) пластично деформуватися протягом певного часу. Якщо прикласти до тіла навантаження, яке спричинює у ньому напруги менші, ніж межа пружності, та зберігати це навантаження тривалий час, то з плином часу деформація в тілі зростатиме. Повзучість відображає залежність межі пружності від часу. Проте основні положення теорії пружності та пластичності в механіці розглядаються без урахування чинника часу, а для геології час є одним із найважливіших чинників, зокрема з огляду на



її історичність. Механізм пластичної деформації при повзучості залишається здебільшого таким же, як і при звичайній пластичній деформації: повзучість відбувається внаслідок зсувів, спричинених дотичними напруженнями. Зі зростанням навантаження деформація, зумовлена повзучістю, розвивається швидше; швидше відбувається і руйнування. За незначних навантажень деформація зростає повільно, але може розвиватися дуже довго без будь-яких зовнішніх ознак.

Саме з повзучістю пов'язане утворення багатьох складок у шаруватих товщах скельних порід, отож її вивчення має велике значення під час виконання геологічних досліджень.

*Релаксація* виражається в послабленні напруг у тілі, яке перебуває під дією навантаження. Це явище пояснюють розвитком у тілах повзучості, внаслідок чого знижується величина пружної деформації. Процес релаксації можна уявити як повзучість, що відбувається за зменшення напруг. Релаксація сприяє послабленню концентрації напруг з часом, їхній розподіл в тілі стає рівномірнішим і максимум напруг знижується. Тобто релаксація спричинює закріплення деформації до поступового перетворення пружної деформації в залишкову, пластичну.

Поступовість деформації, очевидно, є одним з головних чинників, які впливають на пластичні властивості скельних порід. Підвищення швидкості деформації зумовлює зростання опору тіла деформації та пониження його пластичності. І навпаки, відносно повільна деформація підвищує пластичність тіла. Отож тіло, що поводить себе за швидкої механічної дії як крихке, внаслідок повільної дії малих напруг виявляє здатність до пластичної деформації.

Залежність пластичності і пластичних деформацій від напруженого стану твердих тіл проявляється таким чином, що найсприятливішим для підвищення пластичності виявляється стиск, а найменш сприятливим – розтяг. Пояснюється це тим, що стиск зменшує об'єм тіла і підвищує його пластичність, а розтяг, навпаки, збільшує крихкість тіла і послаблює його здатність до незворотної деформації без розриву.

*Руйнування скельних гірських порід* відбувається внаслідок перевищення межі пружності в породах, що деформуються. Ця межа є змінною щодо різних порід. Для багатьох з них вона може бути досягнута ще в процесі пружної деформації, і руйнування можна розглядати як крихку деформацію. А руйнування, що настає услід за пластичною деформацією, називають в'язким.

Розрізняють два види руйнування залежно від позиції розриву у полі напруг: відрив і сколювання. Руйнування при зростанні напруг відбува-



ється за тим типом, за якого в певних умовах межа міцності є нижчою і, як наслідок, досягається швидше.

Розглянемо крихке і в'язке руйнування тіл, що виникає внаслідок розтягу, стиску і зсуву (рис. 6.4). Внаслідок розтягу (а) тіло ламається поперек до осі напруг. При стиску (б) тріщини відриву виникають паралельно до осі стиску і перпендикулярно до осі поперечного видовження. Виникнення тріщин відриву при стиску пов'язане з певною індивідуальною для різних матеріалів та умов критичною величиною відносно поперечного видовження. Зазначимо, що для руйнування при стисканні необхідно прикласти силу на порядок (а то і більше) більшу, ніж для руйнування при розтягу. Внаслідок зсуву (в) утворення тріщини відриву відбувається перпендикулярно до діагоналі напруги, під кутом  $45^\circ$  до рівнодіючої прикладених сил.

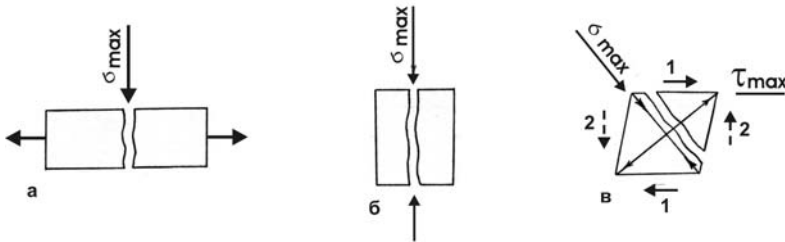


Рис. 6.4. Крихке руйнування за розтягу (а), стиску (б) та зсуву (в):

1 – активна пара сил; 2 – реактивна

**Чинники деформації.** На характер розриву впливають не лише властивості матеріалу, але й чинники, від яких залежать ці властивості: температура, всесторонній тиск, внутрішньопоровий тиск, швидкість деформації, схема напруженого стану. Ці чинники визначають тип руйнування залежно від впливу на межу міцності на відрив і сколювання за різних умов. Отже, залежно від умов, в яких відбувається деформація, ці межі пружності по-різному підвищуються або понижуються у шкалі напруг.

**Всебічний тиск.** За його підвищення опір розриву в більшості скельних порід зростає і різко зростає їхня здатність до пластичної деформації. Отже, зі зростанням тиску на тіло воно набуває більшої пластичності і ще до руйнування може зазнати значних пластичних деформацій. В умовах підвищеної пластичності двогранний кут між двома системами тріщин сколювання збільшуватиметься поблизу осі максимального стиску. Найкраще ця тенденція проявляється в мармурах та вапняках.



На підставі вивчення змін *температури*, які відповідають тиску та температурі на глибинах від 15 до 30 км, межа плинності порід понижується, що, відповідно, знижує їхню здатність до утворення тріщин і розширення межі плинності порід. Водночас слід вказати на різну поведінку мінеральних індивідів у таких умовах. Зокрема, дегідратація деяких мінералів (наприклад, серпентину) спричинює зростання його крихкості. Подальше зростання температури часто зумовлює зміни мінерального складу, а відтак і зміни фізичних властивостей речовини.

*Порові розчини.* Переважна більшість скельних порід містить воду в різних формах, у тому числі й ту, що заповнює пори. Породи бувають малопроникні і легкопроникні стосовно рідин і газів (флюїдів). У легкопроникних породах за нормальних умов тиск є близьким до гідростатичного. Проте в природних умовах земних надр тиск порових розчинів може значно перевищувати гідростатичний. Розбіжність між величинами гідростатичного і порового тисків називають ефективним тиском. Якщо ця розбіжність наближена до нуля, виникають умови, сприятливі для крихких деформацій та пониження пластичності. Саме ця обставина зумовлює виникнення на великих глибинах крихких розривів у вигляді тріщин, скидів та насувів. За пониження порового тиску деформації усе більше набуватимуть пластичності.

Окрім того, за участю рідини відбувається перекристалізація, яка теж спричинює зміни структурних форм.

*Швидкість деформації* є одним з найважливіших чинників виникнення тих чи інших деформацій. Повільне зростання навантажень спричинює зниження міцності і виразніше проявлений пластичний характер деформацій. Власне кажучи, повільні деформації, що відбуваються за тривалої дії постійного навантаження, зумовлені явищем повзучості. На нього впливають і температура, і гідростатичний тиск. Зростання температури прискорює процес повзучості, а зростання тиску сповільнює його на ділянці пружної плинності, хоча прискорює в наступних стадіях деформації.

Розглядаючи часовий чинник і повзучість за деформації скельних порід, необхідно враховувати ту обставину, що існує деяка гранична величина напруг, нижче якої навіть тривала дія навантажень не може спричинити жодних деформацій, окрім пружних. Іншими словами, тривка міцність – це величина напруг, вище від якої повзучість завершується розривом. Разом з тим, якщо б породи у природних умовах не мали тривкої міцності, то у найдавніших комплексах не змогли б зберегтись ні деформовані структури, ні ідіоморфні зерна, ні скам'янілі рештки організмів.





*Моделювання тектонічних деформацій* широко застосовують останніми десятиліттями для вивчення природних явищ зміни структури породних комплексів. Це так звана експериментальна тектоніка, яка ґрунтується на вивченні структурних моделей. Для кожного дослідження модель тієї чи іншої породи повинна відповідати умовам теорії подібності. Це досягають шляхом підбору матеріалу з використанням відповідних математичних розрахунків, котрі і визначають залежність швидкості деформації від в'язкості матеріалу, що деформується.

У природних умовах скельні породи деформуються надзвичайно повільно. Утворення складки триває сотні тисяч років. Відтворити такий тривалий процес у лабораторії та спостерігати його стадії неможливо. Проте, як уже було зазначено, швидкість деформації обернено пропорційна в'язкості: понижуючи її, можна пришвидшити процес деформації. Такий прийом дає змогу створити придатну для лабораторного експерименту модель певної породи, а загалом – і товщі порід, яка деформуватиметься подібно до природної, проте для відтворення цього процесу потрібно буде значно менше часу.

Застосування щодо цього випадку теорії фізичної подібності засвідчує: для того, щоб подібність була збережена, необхідно врахувати не лише чинник часу, тобто співвідношення між часом і розвитком деформації в природі і на моделі, а й співвідношення розмірів природного об'єкта і моделі.

Отже, за моделювання повільних пластичних деформацій, тоді коли можна знехтувати інерційними силами і коли основною властивістю, що визначає швидкість деформації, є в'язкість, отримуємо таке співвідношення:

$$C_{\eta} = C_p \cdot C_g \cdot C_l \cdot C_t,$$

де  $\eta$  – в'язкість;  $p$  – щільність;  $g$  – прискорення сили тяжіння;  $l$  – розмір;  $t$  – час. Причому  $C$  з відповідними індексами – це чинники (тобто відношення між моделлю і природним об'єктом) в'язкості (щільності), прискорення сили тяжіння, розмірів і тривалості. Якщо модель створюється в нормальному полі тяжіння Землі, чинник  $C_g = 1$ . З формули випливає: якщо чинник тривалості ( $C_t$ ) становитиме  $10^{\frac{g}{11}}$  (тобто приблизно 1 год. в досліді відповідатиме 10 млн років у природі), чинник розміру  $C_l = 10^{-4}$  (тобто 10 см моделі відповідає 1 км у природі), щільності на моделі та в природі близькі (близько 1), то чинник в'язкості –  $C_{\eta}$  повинен становити  $10^{15}$ . Зваживши, що середня в'язкість гірських порід у верхній частині земної кори становить приблизно  $10^{18}$  пуаз, одержуємо в'язкість модельного матеріалу  $10^3$  пуаз, що властиве, наприклад, дуже зволоженій глині,



або воску чи вазеліну за певної температури (20–25°C). Ці матеріали і слугуватимуть “еквівалентами” порід і придатні для того, щоб протягом короткого часу змоделювати деформацію, яка в природі відбувається у величезних об’ємах і протягом дуже тривалого часу. Такі експерименти виконують у так званих лабораторних скриньках (див. рис. 1.1), де з прозорого матеріалу зроблені стінки, а деякі з них (у тому числі і донні) можуть приводитись в рух, моделюючи горизонтальні і вертикальні зусилля. Використовують для моделювання й інші механізми, зокрема центрифуги, на яких досить добре моделюють формування соляних куполів та інші прояви соляної тектоніки.

Звичайно, у наведеному прикладі все дуже спрощено: не враховано інші властивості тіл, які впливають на розвиток деформацій. Проте така модель дає уявлення про природні процеси з добрим наближенням. Такі експерименти успішно застосовують для моделювання різноманітних тектонічних деформацій, передусім таких, як розвиток (спливання) діапирових куполів і загалом деформацій, пов’язаних із силами гравітації.

Людська уява не здатна оперувати величинами в сотні і тисячі мільйонів років. Значно легше уявити собі процеси, що відбуваються в часі, співмірному зі звичними нам історичними відтинками часу. Переходячи до таких масштабів, ми повинні уявляти собі скельні породи як достатньо м’які матеріали. Тоді значно легше зрозуміти, як відбуваються деформації порід у земній корі.

**Зміна об’єму тіл унаслідок деформації.** Пружна деформація завжди супроводжується зміною об’єму деформованого тіла. Якщо переважають стискуючі зусилля, об’єм тіла зменшується, якщо розтяг – об’єм зростає. Зміни об’єму є наслідком того, що за пружної деформації видовження або скорочення по одній осі не відповідає скороченням або видовженням по двох інших (коли навантаження прикладене по одній осі).

Отже, розтягуючі напруги спричинюють видовження стержня ( $\lambda$ ) вздовж своєї осі відповідно до коефіцієнта пружності. Водночас ті ж напруги спричинюють скорочення поперечних розмірів того самого стержня вздовж двох інших осей. Це скорочення пропорційне нарузі  $\Delta d/d = \beta\sigma$ , де  $\beta$  – коефіцієнт скорочення поперечного перетину за позовжнього видовження. Відношення  $\nu = \beta/\lambda$  називають коефіцієнтом Пуассона. Він завжди менший, ніж 0,5 і для більшості ізотропних речовин близький до 0,25. Цей коефіцієнт характеризує зміну об’єму тіла внаслідок пружної деформації.

Пружні деформації завжди малі, а зміни об’єму співмірні з ними і для цього виду деформації повинні братися до уваги. Пластичні деформації завжди більші, ніж пружні. Оскільки це є наслідком розсмоктування



пружних напруг, вони не спричинюють зміни об'єму. Як тільки після завершення процесу деформації релаксація спричинить до цілковитої заміни пружної деформації пластичною, зміни об'єму тіла зникають. А оскільки у геологічному середовищі доводиться мати справу майже виключно з пластичними деформаціями, ми начебто можемо знехтувати змінами об'єму скельних порід при деформаціях. Однак таке припустиме лише у тих випадках, коли породи за своїми властивостями наближаються до ідеально пластичних тіл. Усяке ж відхилення від ідеальних властивостей змінює ситуацію. Наприклад, та обставина, що більшість скельних порід є пористими, спричинює до того, що в дійсності при пластичній деформації майже завжди відбувається зміна об'єму порід внаслідок зміни об'єму пор.

**Руйнування твердих тіл** (утворення розривів). Існують величини напруг, які для певного тіла і за певних даних конкретних умов виявляються критичними і за яких тіло руйнується шляхом розтріскування. Таку критичну напругу називають *межею міцності тіла*. Межа міцності може бути досягнутою в момент, коли тіло є ще на стадії пружної деформації. Тоді руйнування відбувається відразу ж після пружної деформації і є *крихким*, а розрив, що утворився, називають *крихким розривом*.

Якщо ж руйнування відбувається внаслідок пластичної деформації, то воно розпочинається тоді, коли досягнута межа пружності. Таке руйнування, що відбувається поступово протягом певного часу після розвитку пластичної деформації, називають *в'язким розривом*.

Залежно від положення розриву в полі напруг, вирізняють два види руйнування: відрив та сколювання (див. рис. 6.4, а і в).

**Відрив** зумовлюється нормальними напругами розтягу. При цьому тріщина відриву утворюється у площині максимальних напруг розтягу.

**Сколювання** спричинюють дотичні напруги, і тріщина у цьому випадку утворюється в площині максимальних дотичних напруг (див. рис. 6.4, в). Тріщини сколювання утворюють дві системи, які розташовуються по бісектрисах між осями стиску і розтягу, тобто під кутом  $45^\circ$  до них, а тріщини відриву перпендикулярні до осі розтягу. Під час стиску немає умов для виникнення тріщин відриву. Проте в реальних твердих тілах, у реальних умовах досліду такі тріщини з'являються. Наприклад, внаслідок тертя поверхні зразка і стискуючої пластини зразок набуває бочкоподібної форми, і тоді на вигнутих бокових поверхнях утворюються тріщини відриву.

При зсуві тріщини сколювання утворюють дві системи: одну паралельну парі сил, що спричинили зсув, другу – перпендикулярну до неї. Тріщини відриву утворюються під кутом  $45^\circ$  до напрямку активної пари



сил – перпендикулярно до тієї діагоналі ромба, що видовжується (див. рис. 6.4, в). Зазвичай відрив буває крихким, а сколювання – в'язким.

У геологічних умовах переважна більшість великих розривних дислокацій виникає внаслідок в'язкого сколювання, тоді як крихкі відриви виражені переважно серіями численних, але дрібних тріщин.

### Запитання для самоконтролю

1. *Що спричинює деформацію геологічних тіл у земній корі?*
2. *Які типи деформацій Ви знаєте? Коротко їх охарактеризуйте.*
3. *Що таке повзучість і релаксація?*
4. *Назвіть умови прояву крихкого і в'язкого руйнування породи.*
5. *Назвіть головні чинники деформації та коротко їх опишіть.*
6. *Як змінюється об'єм тіл при деформації?*
7. *Що таке моделювання тектонічних деформацій?*