МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ДЕРЖАВНИЙ УНІВЕРСИТЕТ ЕКОНОМІКИ І ТЕХНОЛОГІЙ
НАВЧАЛЬНО-НАУКОВИЙ ТЕХНОЛОГІЧНИЙ ІНСТИТУТ
Кафедра хімічних технологій та інженерії

МЕХАНІКА ГІРСЬКИХ ПОРІД

Конспект лекцій

для здобувачів вищої освіти на першому (бакалаврському) рівні за спеціальністю G16 Гірництво та нафтогазові технології денної та заочної форм навчання

РЕКОМЕНДОВАНО
на засіданні кафедри хімічних технологій та інженерії
(протокол № від 2025 р.)

ПОГОДЖЕНО
Науково-методичною радою Державного університету економіки і технологій
(протокол № від « » 2025 р.)

м. Кривий Ріг
2025 р.

Конспект лекцій з дисципліни «**Механіка гірських порід»** для здобувачів вищої освіти на першому (бакалаврському) рівні за спеціальністю G16 Гірництво та нафтогазові технології денної та заочної форм навчання / Державний університет економіки і технологій, Навчально-науковий технологічний інститут, кафедра хімічних технологій та інженерії; уклад. В. ГРИГОР`ЄВА, В. ЖИЖИЧ, Кривий Ріг, 2025. 116 с.

Укладач: Вікторія ГРИГОР`ЄВА доцент, к.т.н.

Відповідальний за випуск: Вікторія ГРИГОР`ЄВА доцент, к.т.н.

Конспект лекцій з освітнього компоненту «**Механіка гірських порід»** для здобувачів вищої освіти на першому (бакалаврському) рівні за спеціальністю G16 Гірництво та нафтогазові технології денної та заочної форм навчання розроблено у відповідності до навчального плану з метою надання здобувачам вищої освіти методичної допомоги у поглибленні знань і набутті практичних навичок. Призначений для самостійної роботи студентів денної і заочної форм навчання при вивченні навчальної дисципліни. Призначений для вивчення та гірських порід за зовнішніми ознаками та властивостями, які визначаються без застосування складного лабораторного обладнання. Розглянуто механічні властивості гірських порід з точки зору стійкості стінок гірничих виробок і їх руйнування при бурінні, робота і зношування породоруйнівного інструменту.

ЗМІСТ

Вступ 5
РОЗДІЛ 1. Основні відомості про гірські породи 7
1.1 Загальні відомості про будову Землі 7
1.2 Гороутворення 9
1.3 Дрейф континентів 10
РОЗДІЛ 2. Загальна систематика гірських порід. Походження та форми залягання гірських порід 12
РОЗДІЛ 3. Петрографічні особливості гірських порід 20
3.1 Внутрішня будова гірських порід. Структура гірської породи. Види структур гірської породи 21
3.2 Текстура гірської породи. Текстурні ознаки гірської породи 28
3.3 Речовинний склад гірських порід 31
3.4 Додаткові діагностичні ознаки гірських порід 33
3.5 Неоднорідність гірських порід 35
3.6 Описи гірських порід. 38
3.6.1 Гірські породи з уламковою структурою 38
3.6.2 Уламки зцементовані 40
РОЗДІЛ 4. Фізичні властивості гірських порід 49
4.1 Класифікація фізичних властивостей гірських порід 49
4.2 Характеристика фізичних властивостей гірських порід 52
РОЗДІЛ 5. Енергетичні закони руйнування (диспергування) крихких тіл 63
РОЗДІЛ 6. Напружений стан гірських порід в умовах природного залягання 66
6.1 Напружений стан гірських порід в земній корі зумовлений тиском розташованих вище порід і тектонічними процесами 66
6.2 Рівномірний усесторонній стиск 72
6.3 Особливості деформування і руйнування порід в умовах нерівномірного всестороннього стиску 73
РОЗДІЛ 7. Напружений стан гірських порід довкола бурової свердловини 75
7.1 Механізм проявлення гірського тиску. Пружний розподіл напружень 75
7.2 Термічні напруження в гірських породах 80
7.3 Гідродинамічні коливання тиску 81
7.4 Умови стійкості стінок свердловини 82
7.5 Гідророзрив пласта 83
7.6 Вплив середовища на деформування гірських порід, що складають стінки свердловини 85
7.7 Прояв в’язкісних властивостей гірських порід 87
РОЗДІЛ 8. Основні закономірності руйнування і показники механічних властивостей гірських порід при втискуванні 88

8.1 Основні схеми взаємодії елементів. Озброєння долота з гірською породою 88
8.2 Фізичні явища при руйнуванні гірських порід 89
8.3 Напружений стан гірських порід при втискуванні 92
8.4 Втискування плоского циліндричного індентора 94
8.5 Втискування сферичного індентора 96
8.6 Втискування інденторів іншої форми 98
8.7 Вплив дотичного навантаження на розподіл напружень в гірській породі 99
8.8 Визначення показників механічних властивостей гірських порід методом статичного втискування штампа 199
8.9 Класифікація гірських порід 104
РОЗДІЛ 9. Руйнування гірських порід при динамічному втискуванні 105
9.1 Основні принципи і схеми вивчення динамічного формування і руйнування гірських порід 105
9.2 Особливості деформування порід ударником, що вільно падає 107
9.3 Руйнування гірських порід при динамічному втискуванні 108
9.4 Енергоємність руйнування гірських порід при динамічному втискуванні 110
9.5 Взаємозв’язок характеристик порід, що визначаються при статичному і динамічному втискуванні 112
СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ 115

ВСТУП

Фізико-механічні властивості гірських порід поєднують різні характеристики порід, що впливають на процес їх руйнування. Фізичні властивості гірських порід характеризують їх реакцію на вплив зовнішніх фізичних факторів. Механічні властивості гірських порід є різновидом фізичних властивостей і проявляються лише під дією механічних сил. Вони виражаються у здатності гірських порід чинити опір деформуванню і руйнуванню.

Дослідження фізико-механічних властивостей гірських порід є одним з найважливіших завдань геофізичних досліджень свердловин (ГДС) [1].

Це дозволить скоротити непрогнозовані аварії і у такий спосіб зменшити затрати на їх ліквідацію та час виконання робіт.

Будь-яка область сучасної техніки і технології повинна мати відповідні науково-теоретичні основи. Теоретичними основами гірничої справи є гірнича наука.

Виходячи з уявлень, що поділ усіх галузей науки на фундаментальні і прикладні є відносним і умовним, механіку гірських порід слід розглядати як прикладний розділ механіки взагалі; в той же час вона є одним з фундаментальних розділів гірничої науки. Однією з фундаментальних частин гірничої науки як системи знань, на якій базується технологія гірничого виробництва, є фізика гірських порід і процесів. Механіка гірських порід є складовою частиною фізики гірських порід і процесів.

Механіка гірських порід – *це наука про міцність, стійкість і деформування гірських порід, гірничотехнічних об'єктів і споруд в полі природних і спричинених гірничими роботами сил гірського тиску а також про процеси механічного руйнування гірських порід*.

Є ще одне визначення наукової дисципліни "Механіка гірських порід".

Це наука про механічні властивості гірських порід, закономірності їх зміни при дії тих чи інших факторів.

Деякі фахівці, вважають, що коло питань, пов'язаних з руйнуванням гірських порід слід відносити до розділу фізики руйнування гірських порід.

Основним об'єктом вивчення механіки гірських порід є гірська порода, а точніше – механічні процеси, що відбуваються в масиві гірських порід.

За геологічним словником **гірські породи** – *це природні мінеральні агрегати певного складу і будови, котрі утворюють в земній корі самостійні тіла.*

В літературі зустрічається таке визначення: **гірські породи** – *це багатокомпонентні гетерогенні системи, котрі містять тверду, рідку і газоподібну фази.*

В свою чергу, **мінерали** – *це природні речовини приблизно однорідні за хімічним складом і фізичними властивостями, що є продуктами фізико-хімічних процесів у земній корі.*

Переважна більшість мінералів – тверді кристалічні тіла. Рідше вони можуть бути аморфними.

Механіка гірських порід досить специфічна наука, яка відрізняється від інших розділів класичної механіки. Це зумовлено насамперед особливостями гірських порід, механічні властивості яких досить неоднакові, а ступінь неоднорідності значно вищий, ніж для окремих кристалів, полімерних матеріалів, інших твердих тіл. По-друге, механічні і геометричні схеми задач механіки гірських порід суттєво відрізняються від схем класичних задач теорій пружності, пластичності, типових задач будівельної механіки, машинобудування та інших суміжних областей науки.

Як правило, в механіці гірських порід доводиться розглядати тримірні (об'ємні) задачі, котрі не завжди припустимо і можливо зводити до плоских задач теорії пружності, тим більше, що деформації гірських порід лише в обмеженому діапазоні відповідають закономірностям теорії пружності. Суттєву роль в ряді задач, що стоять перед механікою гірських порід, відіграють реологічні процеси, тобто процеси, пов'язані з деформаціями порід в часі. На кінець, механіка гірських порід стикається з широким класом задач, що вивчають деформування масивів порід не лише за межами пружних і пластичних деформацій, але і після розриву суцільності порід в процесі деформування масивів. Задачі такого типу зазвичай не зустрічаються в інших розділах механіки і характерні насамперед саме для механіки гірських порід.

В зв'язку з цим, загальна **методологія механіки гірських порід** *полягає в широкому використанні і аналізі натурних спостережень з одночасним залученням методів і прийомів моделювання і аналітичних досліджень на базі теоретичних положень з основних розділів сучасної механіки, математичних і фізичних аналогій.*

Механіка гірських порід – це наука, що вивчає механічні властивості гірських порід та закономірності їх поведінки під дією природних і техногенних навантажень. Ця дисципліна є фундаментальною для гірничих інженерів, будівельників, геологів та фахівців суміжних галузей.

Основна мета курсу полягає у формуванні у студентів знань і навичок, необхідних для: оцінки властивостей гірських порід, прогнозування їх поведінки в умовах гірничих робіт, забезпечення стійкості підземних виробок і споруд.

Об'єктом дослідження механіки гірських порід є як окремі зразки порід, так і масиви – великі природні геологічні утворення, які характеризуються неоднорідністю, наявністю тріщин, шаруватості та інших структурних особливостей.

Предметом дисципліни є закономірності виникнення та розподілу напружень і деформацій у гірських породах, а також способи керування ними при проектуванні та експлуатації гірничих підприємств.

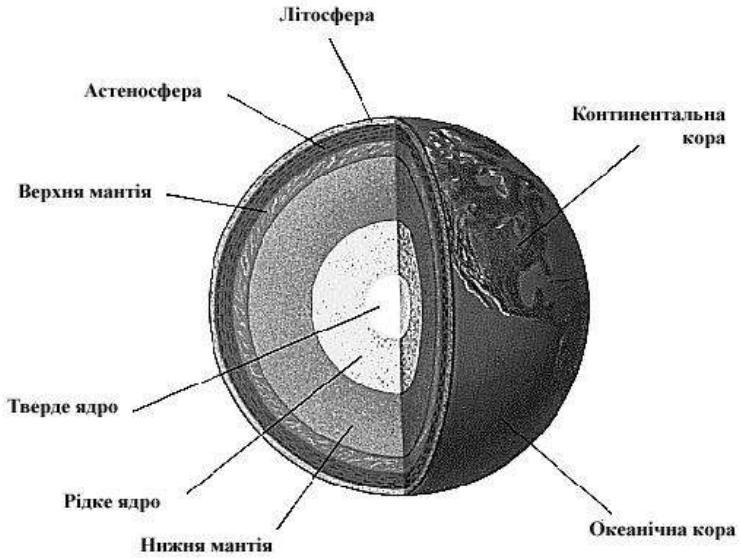
Завдання курсу:

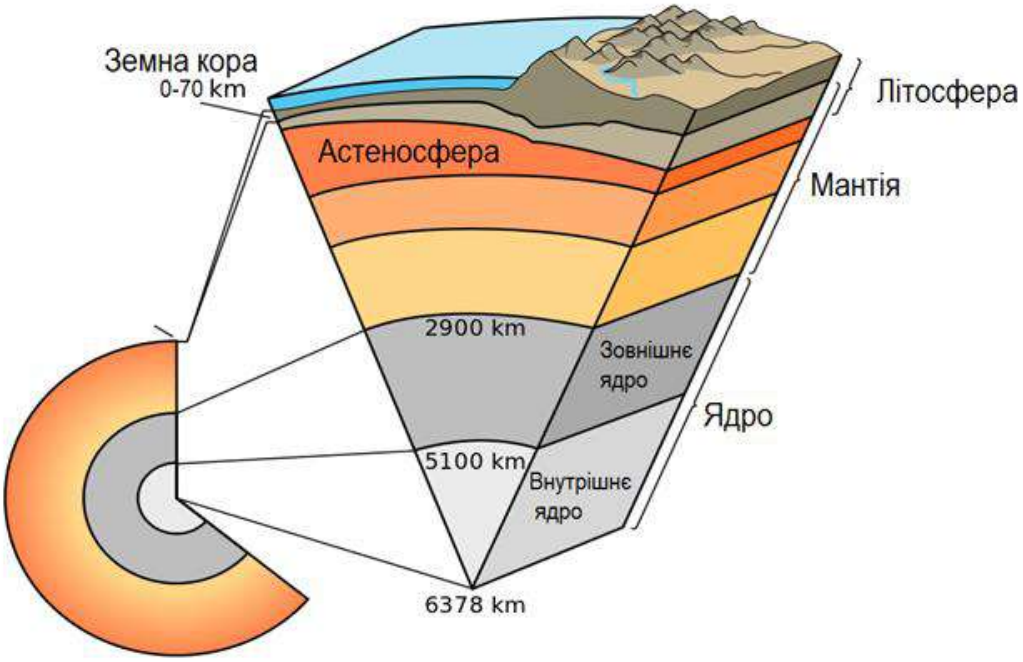
- засвоїти основні фізико-механічні властивості порід;
- ознайомитися з методами їх дослідження;
- навчитися застосовувати закони механіки при розрахунках стійкості;
- розвинути навички моделювання процесів у гірничих масивах.

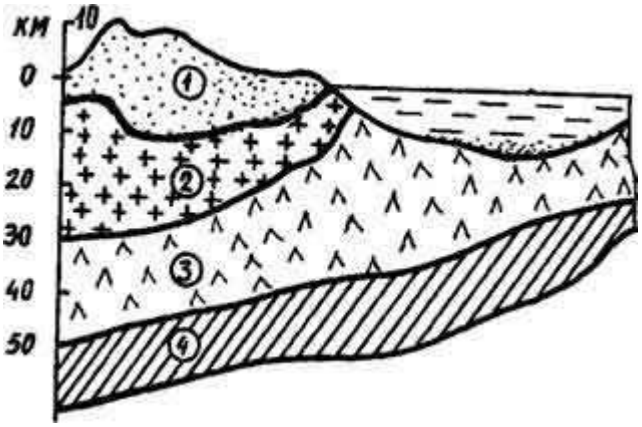
РОЗДІЛ 1. ОСНОВНІ ВІДОМОСТІ ПРО ГІРСЬКІ ПОРОДИ

1.1 Загальні відомості про будову Землі

На сьогодні гірничі роботи проводять на глибинах до ***1000-1500*** м. В Європі є деякі копальні, глибина яких сягає близько ***2000*** м, в ПАР та Індії на окремих рудниках розробку провадять на глибинах понад ***3000 – 3500*** м. Нафту і газ добувають з глибин до ***6000 – 7000*** м. Найглибші опорні свердловини досягають глибини ***9000*** м. Реалізовано кілька проектів буріння до глибини ***15 000*** м. Наведені цифри дають уяву про глибини експлуатації земних надр, яких людство досягло сьогодні і зможе досягнути в найближчі десятиліття. Ці глибини знаходяться в межах верхньої частини земної кори, грубизна якої мізерна порівняно з розмірами Землі. Нагадаємо, що екваторіальний радіус Землі **6378** км, полярний радіус – **6358** км. Однак, напружений стан земної кори в цілому і в верхній її частині, котра є предметом вивчення механіки гірських порід, тісно пов’язаний з глибинною будовою і розвитком Землі, вивченням яких займається геотектоніка. За сучасними уявленнями Земля складається з концентричних оболонок, або геосфер (рис. 1). Зовнішніми оболонками є газова (**атмосфера)** й водна (**гідросфера**). З цими оболонками межує **земна кора**, грубизна якої змінюється від ***5*** до ***15*** км під океанами і до ***60*** – ***80*** км під гірськими районами. Розрізняють **континентальну кору** (складається з осадового, “гранітно-метаморфічного” і “базальтового” шарів) і **океанічну кору** (гранітний шар відсутній або має незначну грубизну). Земна кора складається з кисню (***47,2%*** за вагою), кремнію (***27,6%***), алюмінію, заліза, кальцію, натрію, калію, магнію й водню, які разом становлять близько ***99%*** її ваги. В земній корі зосереджена переважна частина корисних копалин. Земна кора відділена **поверхнею Мохоровича** від мантії Землі, яка простягається до глибини ***2900*** км [1]. В межах останньої виділяється верхня мантія, верхня частина якої називається **субстратом**. Субстрат разом з земною корою утворює **літосферу.**







1 - осадовий чохол; 2 – гранітний шар; 3 - базальтовий шар;
4 - верхня мантія

Рис. 1. Будова Землі. Будова земної кори [1]

Нижня частина верхньої мантії – астеносфера, або шар порід пониженої швидкості розповсюдження сейсмічних хвиль. Блоки літосфери плавають у в'язко-пластичній речовині **астеносфери**, а сучасними уявленнями склад мантії близький до складу кам'яних метеоритів – у ній переважають кисень, кремній, магній, залізо.

На глибині ***2900*** км міститься **ядро** Землі, радіус якого становить близько ***3500*** км. у його складі виділяють **суб'ядро** (**тверде ядро**) радіусом ***1300*** км та **зовнішнє (рідке) ядро**. Глибинні шари Землі нагріті більше, ніж поверхневі. Головним джерелом внутрішнього тепла Землі є розпад радіоактивних елементів у її надрах. Тектонічна будова літосфери досить складна. Літосфера складається із структурних елементів різних порядків – так званих глибинних і корових **тектонічних структур**. Глибинними структурами першого порядку є континенти і океанічні області кори. Глибинні структури другого порядку – це рухомі геосинклінальні пояси і відносно нерухомі платформи. Ці структури називають планетарними. Тектонічні структури нижчих порядків – третього і четвертого порядків – називають регіональними. Особливе значення в тектонічній будові і розвитку земної кори мають глибинні розломи, які є первинними елементами будови земної кори. Глибинні розломи і розриви земної кори є тими природними швами, по яких протягом усієї геологічної історії Землі безперервно відбувалися тектонічні рухи. За їх характером розрізняють різні типи тектонічних рухів: а) пульсації або загальні коливання; б) загальні підняття і опускання; в) хвильові рухи; г) складчасті і блокові рухи. Причинами тектонічних рухів і деформацій земної кори і пов'язаними з ними тектонічними силами за уявленнями академіка Пейве можуть бути теплова, густинна, механічна і речовинна неоднорідність земної кори і верхньої мантії, непостійність швидкості обертання Землі і розташування її полюсів [2]. Отже, головна концепція сучасної механіки гірських порід полягає в тому, що напружений стан земної кори в цілому і в верхній її частині зокрема в загальному випадку визначається дією в земній корі двох незалежних силових полів. Одне з них – гравітаційне поле – зумовлене дією земного тяжіння. Друге – тектонічне поле – зумовлене нерівномірним розподілом в просторі швидкості тектонічних рухів і швидкості деформації земної кори, тобто наявністю градієнта тектонічних рухів.

1.2 Гороутворення

Протягом мільйонів років гори, завдяки рухам земної кори, вивітрюванню та вулканізму, зароджувалися, піднімалися і зникали з лиця Землі. Гори – ділянки суші, що різко піднімаються над навколишньою територією – формуються здебільшого за рахунок руху земної кори. Тверді гірські породи, що складають

земну кору, під впливом високого тиску можуть зминатись у складки. Складки перекидаються, «пірнають» і наповзають одна на одну ніби зібгана ковдра. Гори можуть бути утворені цілою серією складок, що громадяться одна на одній. Пласти гірських порід під дією колосальних навантажень можуть розриватися, утворюючи тріщини та розлами. Блоки порід, обмежені розламами, здатні підніматися або опускатися, утворюючи брилові гори з крутими схилами і глибокі та протяжні рифові долини.

Зіткнення плит. Дрейф континентів призводить до зіткнення літосферних плит. Земна кора по їх краях деформується, уворюючи розлами і складки. Контактуючі ділянки суші здіймаються, утворюючи гірські пасма. Найбільш вражаючий приклад різноспрямованого руху плит і утворення гір можна спостерігати в Гімалаях. Понад 60 млн. років тому Індостанська плита почала рухатися на північ, скорочуючи водний простір океану Тетіс. Рух тривав близько 45 млн. років і океанічна кора, що виявилася наче в гігантських лещатах, видавлювалася в різні сторони. З часом океан еніс зник, залишивши про себе спогад у вигляді високого гірського хребта, складеного породами його ложа.

Виверження та ерозія. Деякі гори утворюються не тільки за рахунок руху літосферних плит. При виверженні вулканів можуть формуватися конусоподібні, з крутими схилами гори, зокрема такі, як італійський Везувій, американська Сент-Хеленс і японська Фудзіяма [2]. Щитовидні вулкани з плоскішою поверхнею дали життя гавайським вершинам Мауна-Лоа і Мауна-Кеа.

Моноантиклінальні гори утворюються при проникненні магматичних порід у земну кору і підніманні вище розміщених пластів у вигляді куполоподібних підняттів. Прикладом таких гір є гори Блек-Хіллс, що простяглися по американських штатах Північна Дакота і Вайомінг [2].

Гори можуть утворюватися не тільки за рахунок підняття суші, а й у процесі ерозійного розчленування платоподібних поверхонь і винесення слабких порід. Так сформувалося плато Озарк в американських штатах Арканзас і Міссурі.

Іноді гори формуються як за рахунок вулканізму, так і ерозії. Масив інтрузивних порід може бути експонований ерозійними процесами, вивищуючись як гори над довкіллям. Гранітні гори Керн-Горм у Шотландії – типовий приклад.

Підняття і опускання. Гори – не завжди довговічні утворення. Впродовж мільйонів років вони безперервно виникають, ростуть і руйнуються.

Руйнівна дія води, вітру і льоду знижує висоту гір, а річки і льодовики переносять і перевідкладають зруйнований матеріал. У результаті старі гори руйнуються, тоді як десь починають рости молоді гори. До молодих гірських систем світу належать зокрема Альпи й наші Карпати та Кримські гори. До старих гір належать Уральські гори в Російській Федерації. Брилові гори утворюються диференційованим рухом окремих брил земної кори вгору і вниз по тріщинах або розламах.

1.3 Дрейф континентів

Континенти постійно рухаються, повільно переміщуючись разом із дрейфуючими блоками земної кори. Цей процес називається дрейфом континентів.

Земна кора – не єдине ціле, а система блоків, що повільно переміщуються по поверхні планети. Ці блоки, названі літосферними плитами, переміщуються конвективними течіями в мантії. Ці течії створює витікаючи з ядра Землі тепло. Здіймаючись і опускаючись, мантійні потоки змушують також рухатись і плити.

Гіпотеза і докази

Геологів і любителів-палеонтологів спантеличило те, як одні й ті самі формації порід і викопні рештки могли знаходитися в місцях, віддалених одне від одного на тисячі кілометрів. У 1912 р. німецький дослідник Альфред Вегенер висунув гіпотезу дрейфуючих континентів. Він стверджував, що відомі нам сьогодні континенти з'явилися близько 100 млн. років тому в результаті розпаду єдиного надконтиненту Пангея [2]. Ідея Вегенера не мала широкого визнання аж до 1960-х рр. Лише поява прогресивних технологій, зокрема систем лазерного вимірювання і космозйомки, підтвердили його гіпотезу. Континенти постійно переміщуються зі швидкістю від 1 до 10 см на рік. За мільйони років дрейф континентів сформував сучасні обриси материків і багато характерних особливостей.

Тектоніка плит. Тектоніка плит – наука, що вивчає походження плит, їх рух і вплив на географію планети. З часом плити розходяться в різні сторони, проковзуючи одна відносно одної або енергійно наштовхуються одна на одну. Межі між плитами називаються розламами або зонами розламів. Саме вздовж цих ослаблених зон відбуваються землетруси і виверження вулканів.

Усього на земній кулі є сім великих і дев'ять менших плит. На карті рис. 2. показано положення семи великих літосферних плит: Євразійської, Африканської, Антарктичної, Південноамериканської, Північноамериканської, Тихоокеанської та Індо-Австралійської. Стрілками позначено напрям руху плит.

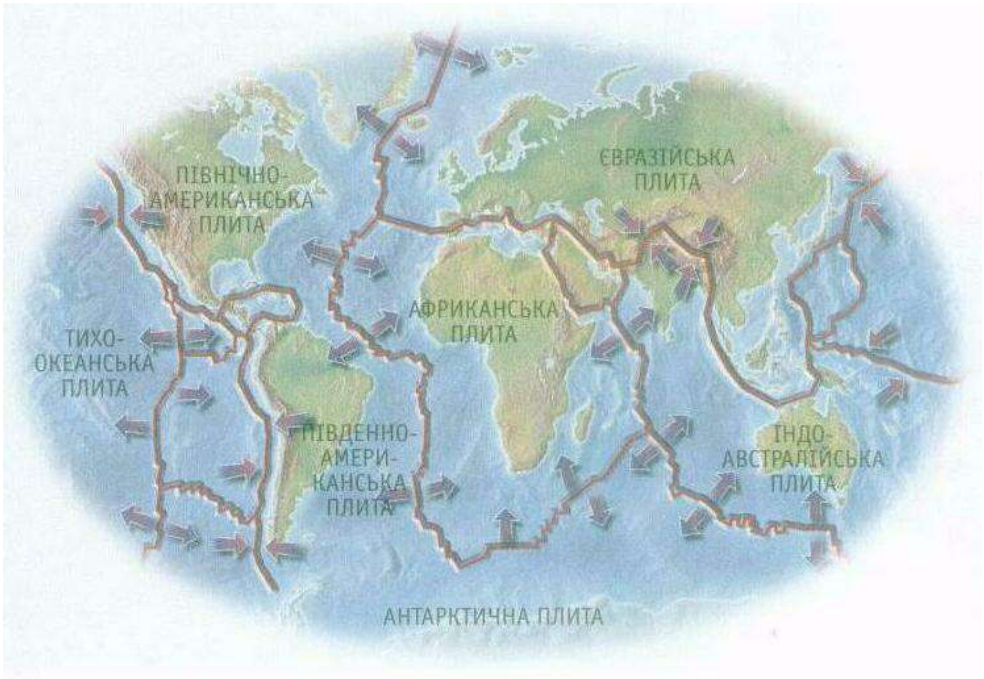


Рис. 2. Карта положення літосферних плит [2]

РОЗДІЛ 2. ЗАГАЛЬНА СИСТЕМАТИКА ГІРСЬКИХ ПОРІД. ПОХОДЖЕННЯ ТА ФОРМИ ЗАЛЯГАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Відомо, що кожна гірська порода є продуктом певного геологічного процесу.

Природне різноманіття цих процесів обумовлює існуюче різноманіття гірських порід, впливаючи на форми їхнього залягання, внутрішню будову та речовинний склад. Тому, походження та особливості формування гірських порід покладені в основу їх первинної класифікації. Зокрема, за походженням розрізняють три типи гірських порід: *магматичні*, *осадові* та *метаморфічні*. Кожний з трьох зазначених типів поділяється на декілька класів, відповідно до особливостей протікання того чи іншого геологічного процесу.

Гірські породи розділяють на три генетичні групи [3]:

- магматичні або вивержені;
- осадові;
- метаморфічні.

Кожний з трьох зазначених типів поділяється на декілька класів, відповідно до особливостей протікання того чи іншого геологічного процесу.

Магматичні гірські породи утворились внаслідок застигання розплавленої речовини (магми) як під товщею уже сформованих порід (інтрузивні породи), так і на її поверхні або на дні водойм (ефузивні породи). Магматичні породи є первинними і не зазнали суттєвих змін з моменту їх утворення [3]. Характерними представниками магматичних порід є базальти, граніти, габбро, діорити тощо.

Магматичні породи утворюються з магми при її застиганні на поверхні або у надрах Землі. Магма генерується у процесі плавлення речовини мантії або земної кори. У залежності від глибини застигання материнської магми серед магматичних порід розрізняють три класи: *вулканічні, плутонічні та гіпабісальні*.

Вулканічні породи – базальти, андезити, ріоліти та ін., формуються при виверженні магми на земну поверхню. Під час виверження магма частково втрачає свою газову фазу. Крім того, вона може взаємодіяти з повітрям, поверхневими водами, органічною речовиною, тощо. Тому, магму, що виливається на денну поверхню прийнято називати *лавою*. Природні форми залягання вулканічних порід залежать від фізичних властивостей лави, способу її виверження та інших чинників ***(рис.3)***.

а – лавовий потік; б – лавовий покрив; в – щитовий вулкан; г – вулканічний купол; д –вулканічний конус (стратовулкан); е – пластоподібні тіла давніх вулканітів

Рис. 3. Форми залягання вулканічних порід [3]

Лави з малою в’язкістю є найбільш рухливими, вони вільно без вибухів витікають на денну поверхню, часто заливаючи значні площі. Їх спосіб виверження зветься *ефузивний*. При такому способі виверження в умовах розчленованого рельєфу утворюються *лавові потоки*. У результаті злиття кількох лавових потоків можуть формуватися *лавові покриви*. Багатократні ефузивні виверження з вулканічних апаратів центрального типу призводять до формування *щитових вулканів*. В’язкі лави, навпаки, є малорухомими. Вони дуже повільно вичавлюються на денну поверхню та не здатні розтікатися на великі відстані. Такий спосіб виверження зветься екструзивним. Вулканічні породи, які формуються у такий спосіб утворюють вулканічні купола, голки та обеліски. Ще один спосіб вулканічного виверження – експлозивний (вибуховий), властивий для найбільш в’язких лав, насичених леткими компонентами. Вулканогенно-уламковий матеріал, що викидається у повітря під час експлозивних вивержень, зветься пірокластика. У процесі його ущільнення формуються пірокластичні породи.

Тому, найбільш звичайними формами залягання давніх вулканічних порід є пластоподібні тіла.

Плутонічні породи – граніти, діорити, сієніти, габроїди та ін., утворюються з магми, що не досягала земної поверхні, а застигла на значній глибині, звичайно більше 3 км. Їх формою залягання є інтрузивні тіла, або скорочено, – інтрузиви (рис.4).

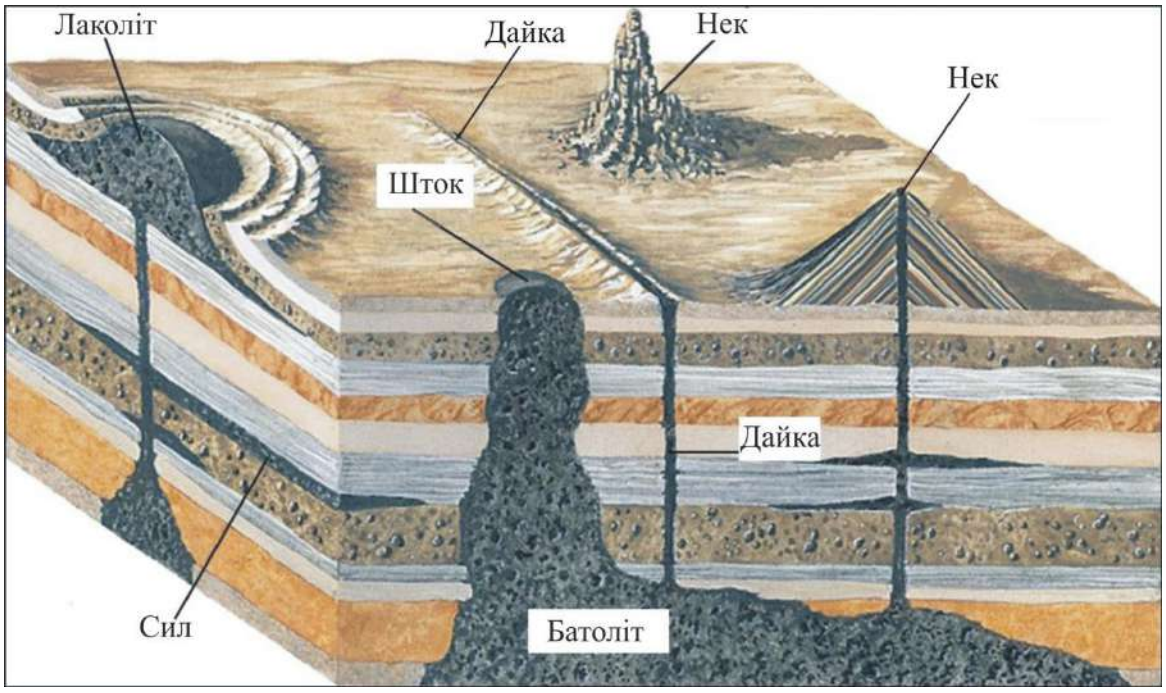


Рис. 4. Форми залягання плутонічних та гіпабісальних порід [4]

Первинно інтрузививи з усіх боків оточені різноманітними більш давніми вміщуючими породами, які формують їх покрівлю та «раму». Залежно від співвідношень із вміщуючими породами інтрузиви бувають згідними та незгідними.

Залягання згідних інтрузивів узгоджується з елементами залягання вміщуючих порід. Незгідні інтрузиви орієнтуються вхрест заляганню вміщуючих порід. Внаслідок процесів тектонічного здіймання та ерозії, навіть найглибші інтрузивні тіла можуть відслонюватись на денній поверхні і стають доступними для безпосередніх геологічних спостережень. За формою, розмірами та співвідношеннями з оточуючими породами серед плутонічних інтрузивних тіл розрізняють: батоліти, штоки, лаколіти, лополіти та ін.

Батоліт – незгідне інтрузивне тіло великих розмірів (більше 200 км^2), яке має у плані неправильну ізометричну або дещо витягнену форму, характеризуючись значною вертикальною потужністю з січними контактами по відношенню до вміщуючих порід.

Шток – незгідне інтрузивне тіло, яке відрізняється від батоліту лише меншими розмірами. Інколи штоки являють собою виступи покрівлі батолітів.

Лаколіт – згідне інтрузивне тіло, грибоподібної форми, яке формується при проникненні магми вздовж літологічних меж шаруватих гірських порід та наступному здійманні порід покрівлі під тиском магми.

Лополіт – згідне інтрузивне тіло блюдцеподібної форми, яке сформоване при проникненні магми вздовж літологічних меж шаруватих гірських порід та наступному просіданні порід підошви.

Гіпабісальні породи – діабази, мікродіорити, мікрограніти та ін. утворюються з магми, що не досягла земної поверхні та застигла на незначній глибині, приблизно 0,2-3 км. Вони займають проміжне положення між вулканічними та плутонічними породами. Подібно до плутонічних порід, для гіпабісальних також властиве залягання у формі інтрузивних тіл, зокрема невеликих лаколітів та лополітів, а також дайок, силів, неків (рис.4).

Дайка – незгідне інтрузивне тіло плитоподібної форми, яке сформоване при заповненні магмою вертикальної або нахиленої тріщини, що перетинала більш давні гірські породи. В одних випадках дайки являють живлячі канали для вулканів тріщинного типу. В інших – дайки формуються на гіпабісальних глибинах і первинно можуть не сполучатися з земною поверхнею.

Сил – згідне інтрузивне тіло, пластоподібної форми, яке сформоване при проникненні магми вздовж літологічних меж шаруватих гірських порід.

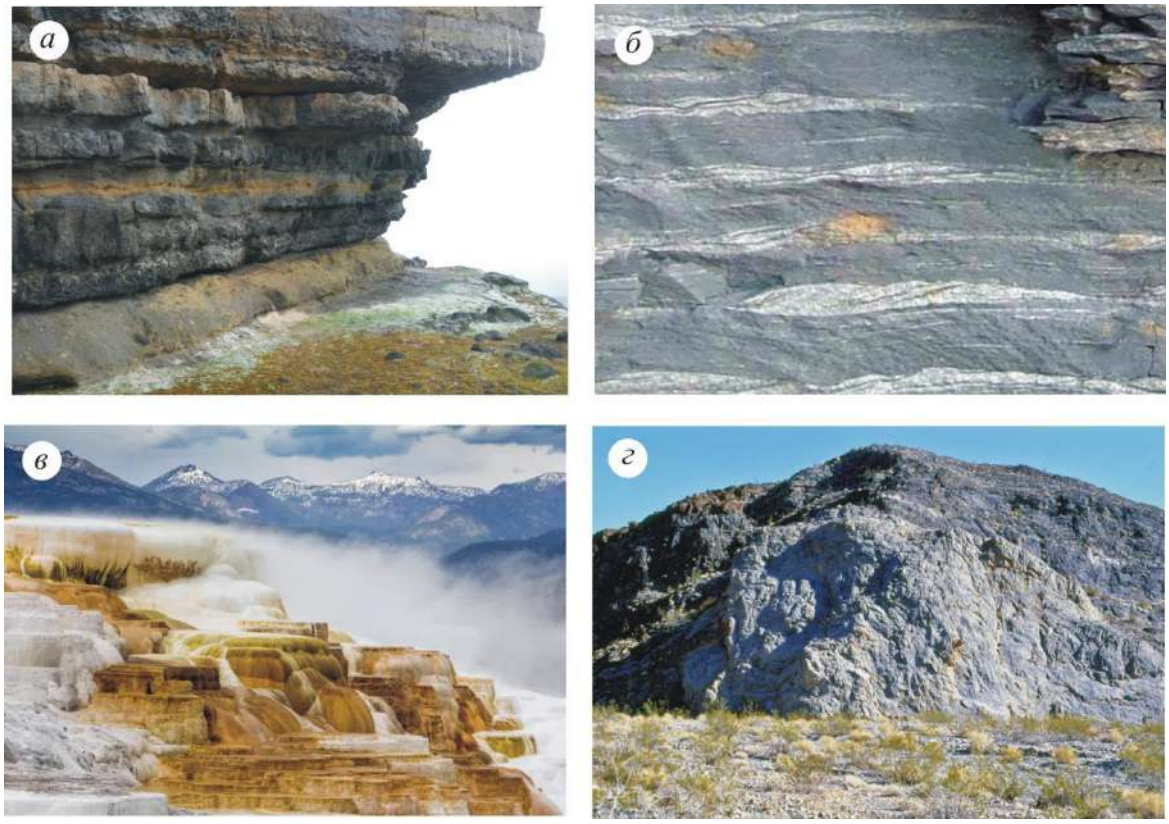
Нек – незгідне інтрузивне тіло з наближеною до циліндричної формою, яке сформоване при заповнені магмою живлячого каналу (жерловини) вулкану центрального типу.

Осадові гірські породи утворились у верхній частині земної кори в результаті руйнування і повторного відкладення раніше утворених порід, осідання продуктів життєдіяльності чи випадання різних речовин із розчинів. Осадові гірські породи можуть складатися одночасно з трьох складових частин: уламків мінералів і гірських порід як продуктів руйнування; залишків живих організмів і

органічних речовин; мінералів, що утворились хімічним способом на різних стадіях формування породи. За М.С. Шведовим *осадові гірські породи* поділяють на *уламкові, хемогенні, органогенні, глинисті* та *змішаного походження*. Представниками осадових порід є пісковики, гіпси, вапняки, глини, алевроліти, аргіліти, ангідрити та ін.

Осадові породи утворюються в процесі ущільнення та цементації геологічних осадків. Останні являють собою тверді розсипчасті частки мінеральної та органічної речовини, що накопичуються на поверхні Землі як залишкові продукти вивітрювання раніш утворених гірських порід, осаджуються з водних розчинів хімічним шляхом або внаслідок життєдіяльності організмів. Залежно від способу утворення серед осадових порід зазвичай розрізняють три класи: уламкові, хемогенні та біогенні.

Уламкові породи – пісковики, алевроліти, брекчії, конгломерати та ін., являють продукт осадження уламкового матеріалу, що сформувався у процесі фізичного вивітрювання раніш утворених порід. Частина з них – піски, алеврити, глини – так і лишаються розсипчастими. Більшість же в результаті ущільнення та цементації уламкових зерен набувають монолітності. Найбільш звичайними формами залягання уламкових порід є пласт, шар та лінза (рис. 5 а-б).



а – пласти та шари; б – лінзи; в – натічні форми; г – біогерм

Рис. 5. Форми залягання осадових порід [4]

Пласт являє собою геологічне тіло плитоподібної форми зі значною горизонтальною протяжністю, але відносно невеликою товщиною, яке обмежене від оточуючих порід двома майже паралельними поверхнями напластування. Пласти можуть виявляти внутрішню шаруватість, що обумовлена чергуванням тонших шарів, відмінних за складом або будовою. Шаруватість зазвичай супроводжується орієнтацією компонентів породи в площині нагромадження осаду та спричиняє плитчасту окремість уламкових порід. Первинне горизонтальне залягання непорушених пластів уламкових порід може змінюватись на нахилене або й складчасте, внаслідок різноманітних тектонічних порушень.

Лінза – геологічне тіло, сочевицеподібної форми, поверхні нашаровування якого сходяться одна до одної, внаслідок чого лінза швидко виклинюється в усі сторони.

Хемогенні породи утворюються у процесі хімічного осадження розчинних солей з природних водних розчинів. Наприклад, травертини та гейзерити осаджуються у місцях виходу на денну поверхню підземних вод, збагачених карбонатами кальцію та кремнеземом, відповідно. Для їхнього природного залягання властиві різноманітні *натічні форми (**рис. 5 в**)*. Мармуровий онікс утворюється у результаті осадженні карбонатів кальцію з підземних вод, що циркулюють у товщах вапняків. Крім натічих форм, для нього властиві *пластова* та *жильна* форми залягання. Кам'яна сіль, калійна сіль, гіпс, ангідрит та ін. є продуктами випаровування солоних водойм в умовах аридного клімату, тому іменуються *евапоритами*. Природними формами залягання евапоритів є *пласт, лінза* та *діапір*.

Біогенні породи – вапняки, діатоміти, торф, буре та кам'яне вугілля, формуються в результаті накопичення викопних решток тварин та рослин, а також продуктів їх життєдіяльності. Звичайними формами залягання біогенних порід є *пласти, лінзи* та *біогерми*. У вигляді пластів та лінз можуть залягати будь-які біогенні породи. *Біогерми, які* являють собою прадавні рифи, формуються вапняками ***(рис. 5 г)***. Це масивні скупчення колоніальних організмів – коралів, моховаток, археоцеат та ін. Біогерми здебільшого мають куполоподібну, грибоподібну або лінзовидну форму та оточені шарами уламкових вапняків, що утворилися при руйнуванні рифів.

Метаморфічні гірські породи утворились в надрах земної кори в результаті хімічних перетворень при високих температурах і тисках. Їх поділяють на *ортопороди* (утворені із магматичних порід) і *парапороди* (сформовані з осадових порід). Найпоширенішими метаморфічними породами є кварцити, мармури, сланці, гнейси, філіти.

Гірські породи в механіці гірських порід складають інтерес насамперед з точки зору їх міцності і здатності деформуватися під дією зовнішніх сил, а також механічного впливу їх мас на суміжні товщі порід в умовах природного залягання. Тому гірські породи класифікують не тільки за генезисом, а й за

характером зв'язків між твердими частинами, з яких складаються породи. За цією ознакою слід виділити IV класи порід.

I. Тверді. Породи, в яких мінеральні частини зв'язані між собою жорсткими зв'язками, що забезпечують збереження форми. До них відносять магматичні, осадові та метаморфічні породи. В цьому класі зазвичай виділяють дві групи порід: **скельні** і **напівскельні** гірські породи.

До скельних відносять міцні породи зі структурними кристалізаційними або пружними аморфними зв'язками. У таких породах при насиченні їх водою сили зчеплення практично не змінюються. Прикладом скельних порід є граніти, базальти, діабази, гнейси, міцні пісковики та вапняки.

До напівскельних порід відносять зцементовані породи, в яких наряду з жорсткими суттєво проявляються і пластичні зв'язки. При насиченні таких порід водою, сили зчеплення, як правило, суттєво зменшуються або й зовсім зникають. Прикладами напівскельних гірських порід є слабо зцементовані пісковики, слабі вапняки, доломіти, мергелі, піщані і глинисті сланці, аргіліти і алевроліти.

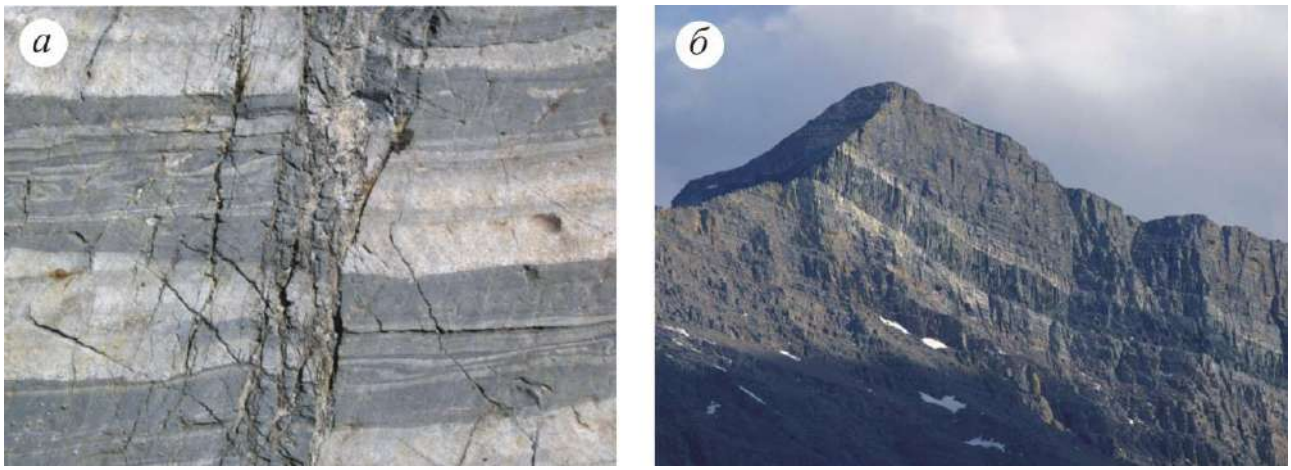
II. Пластичні або **зв'язні** . В породах цього класу тверді мінеральні частини зв'язані водно-колоїдними зв'язками, переважно через тонкі плівки води, що огортають частини. Залежно від насиченості цих порід водою змінюється їх пластичність. Прикладами пластичних порід є глини і слабкі глинисті сланці, суглинки, боксити.

III. Окремозернисті, сипучі або **розпушені**. В цих породах зв'язків між мінеральними частинами немає, або вони мізерні, тобто вони є простими механічними сумішами частин кількох або одного мінералу чи уламків твердих порід. Прикладами сипучих порід є піски, гравійно-галькові відклади, штучні відвали порід. В цьому класі виділяють піщані і крупно уламкові породи.

IV. Текучі. В породах цього класу мінеральні частини розділені водою, тобто здатні переміщатися разом з водою, що їх насичує. Прикладами таких порід є насичені водою пісковики (пливуни), насичені водою глини або суглинки. Найбільший об'єм всіх гірських порід припадає на тверді породи. Родовища корисних копалин приурочені, в основному, до товщ осадових порід. Тому вивчення властивостей твердих осадових порід і є предметом механіки гірських порід. Надалі означенням " гірські породи" будемо називати осадові гірські породи.

Достатньо специфічними є форми залягання метаморфічних порід, що утворюються при тектонічному дробленні та розтиранні гірських порід в зонах крихких розломів. Лінійні зони тектонічних брекчій та катаклазитів у першому наближенні повторюють морфологію розривних тектонічних порушень, за рахунок яких вони утворилися (рис. 6 а). Своєрідними є також форми залягання контактово-метаморфічних порід, які утворюються внаслідок термальної та флюїдної дії магми на вміщуючі породи. Вони формують екзонтактові ореоли

метаморфізму навколо інтрузивних тіл. Їх форма визначається конфігурацією лінії контакту інтрузивного тіла з вміщуючими породами (рис. 6 б).



а – вертикальна зона тектонічної брекчії незгідно перетинає горизонтальні шари осадової породи [4]; б – навколо темного інтрузивного тіла (силу) у вміщуючих осадових породах сформований світлий екзоконтактовий ореол метаморфізму [4]

Рис. 6. Форми залягання метаморфічних порід

Магматичні гірські породи.

Магматичні породи утворюються в результаті затвердіння магми. Тип магматичної породи визначається хімічним складом початкової магми та швидкістю її остигання і твердіння. Багато магматичних порід, зокрема граніт, сформувалося при застиганні магми в товщі земної кори. Такі породи застигають повільно і в результаті стають крупно-кристалічними. Інші магматичні породи, як базальт і обсидіан, утворюються при виливанні магми на денну поверхню і швидкому її затвердінні. Швидке охолодження не дає можливості цим породам повністю викристалізуватися і надає їм тонкозернистого або склуватого вигляду.

Коштовне каміння та руди.

Безцінні й красиво забарвлені мінерали з яскравим блиском, прозорістю, твердістю, здатністю роз-різатися і поліруватися, називаються дорогоцінним камінням. Особливо цінні серед них – алмаз, сапфір і рубін. Маса коштовного каміння вимірюється в каратах. Один карат дорівнює 0,2 г. Найзнаменитішим каменям, зокрема алмазам, надають іще й власні назви. Так, найкрупніший у світі алмаз масою 3106 карат, був названий «Куллінаном». У результаті невдалих спроб огранення з «Куллінана» було виготовлено 9 великих і 96 менших діамантів. Маса найбільшого з них – «Великої Зорі Африки» – становить 530 карат [4]. Другий за величиною діамант – «Мала Зоря Африки» – масою 317 карат – нині прикрашає корону Британської імперії. Природні сполуки, що містять метали в

такій кількості та вигляді, при яких їх видобуток стає рентабельним, називаються рудами. Наприклад, основною алюмінієвою рудою є боксити, а мідною – малахіт. Руди видобуваються, а цінні компоненти відділяють з них шляхом спеціальної обробки.

РОЗДІЛ 3. ПЕТРОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Для визначення найменування гірської породи слід одразу звертати увагу на її будову та склад. Саме ці особливості мають першочергове діагностичне значення, визначаючи зовнішній вигляд, фізичні та хімічні властивості гірських порід. Зауважимо, що забарвлення гірської породи є лише додатковою ознакою, оскільки може підлягати значним змінам навіть в межах одного породного різновиду чи його природного прояву. Іншими додатковими ознаками для ідентифікації гірських порід можуть бути їх міцність та твердість, густина, горючість, розчинність у воді, реакція з соляною кислотою, тощо.

Властивості порід залежать в першу чергу від їх складу. Раніше відзначалося, що гірські породи складаються з мінералів. Відомо близько ***3000*** різних мінералів. Однак в складі гірських порід суттєву роль відіграють трохи більше двадцяти так званих породоутворюючих мінералів, найбільш розповсюджених в земній корі.

Можна виділити кілька найважливіших груп породоутворюючих мінералів, які суттєво і при тому по-різному впливають на механічні властивості порід:

а) кварцові мінерали – кварц, кремінь, халцедон та ін.;

б) силікатні мінерали – польовий шпат, амфібол, піроксен, слюда,

в) карбонатні і глинисті гідрофільні мінерали – кальцит, доломіт, каолініт, палигорскіт та ін.;

г) легкорозчинні мінерали – гіпс, галіт, сильвін та ін.

Гірські породи є природними мінеральними агрегатами (скупченнями), які утворюють самостійні геологічні тіла у складі Землі та інших планет. Відповідно, якщо досліджуване природне каміння на місці свого первинного залягання складало достатньо велике геологічне тіло – масив, пласт, жилу та ін., то ви маєте справу з гірською породою. Якщо ж природній камінь на місці залягання представлений лише одиничними кристалами, окремими зернами або їх невеликими зростками, то перед вами, без сумніву – мінерал. На жаль, далеко не завжди ми маємо дані про первинні умови залягання досліджуваних зразків. У таких випадках звертаємо увагу на мінливість їх складу та фізичних властивостей ***(рис. 7)***. Переважна більшість гірських порід складаються з кількох мінералів. Відповідно, у зразку гірської породи ви маєте побачити індивідуальні зерна двох, трьох або й більше мінералів, які будуть різнитися за своїми властивостями – забарвленням, блиском, формою виокремлень, твердістю, тощо. І навпаки, якщо досліджуваний зразок являє собою один кристал чи абсолютно однорідне за своїми властивостями зерно, або ж зросток однакових кристалів, то такий природний камінь має ідентифікуватися як мінерал.

За мінералогічним складом розрізняють моно мінеральні і полі мінеральні гірські породи. Більшість порід – полі мінеральні. Прикладами моно мінеральних порід є пісковики, вапняки, мармури, гіпси.

Рис. 7. Мінерали та гірські породи – схожість та відмінності [4]

Найміцнішими і найбільш пружними є кварцові породи з кременистою цементацією (кременисті пісковики, кварцити). Досить міцними є силікатні породи. Однак, із збільшенням вмісту слюдистих мінералів показники міцності зменшуються. При наявності в породі глинистих і легкорозчинних мінералів міцність і пружність різко зменшуються.

Властивості гірських порід залежать не тільки від складу, а й від їх будови. Під будовою порід розуміють розміри, взаємне розташування і спосіб зчеплення (зростання) мінеральних частин, з яких вони складаються. Слід відзначити, що мінеральні зерна, з яких складаються породи мають неправильну форму через стіснені умови їх зростання. Такі мінеральні частини називають *кристалітами* на відміну від *кристалів*, форма яких правильна. Найважливішими ознаками будови порід є їх структура і текстура.

3.1 Внутрішня будова гірських порід. Структура гірської породи. Види структур гірської породи

Структура – особливості будови гірської породи, які визначаються ступенем її кристалічності, розміром та формою мінеральних зерен, а також їх геометричними співвідношеннями.

Під **структурою** розуміють ступінь кристалізації порід (їх кристалічна чи аморфна будова), розміри, форму мінеральних частин і характер зв’язку між ними.

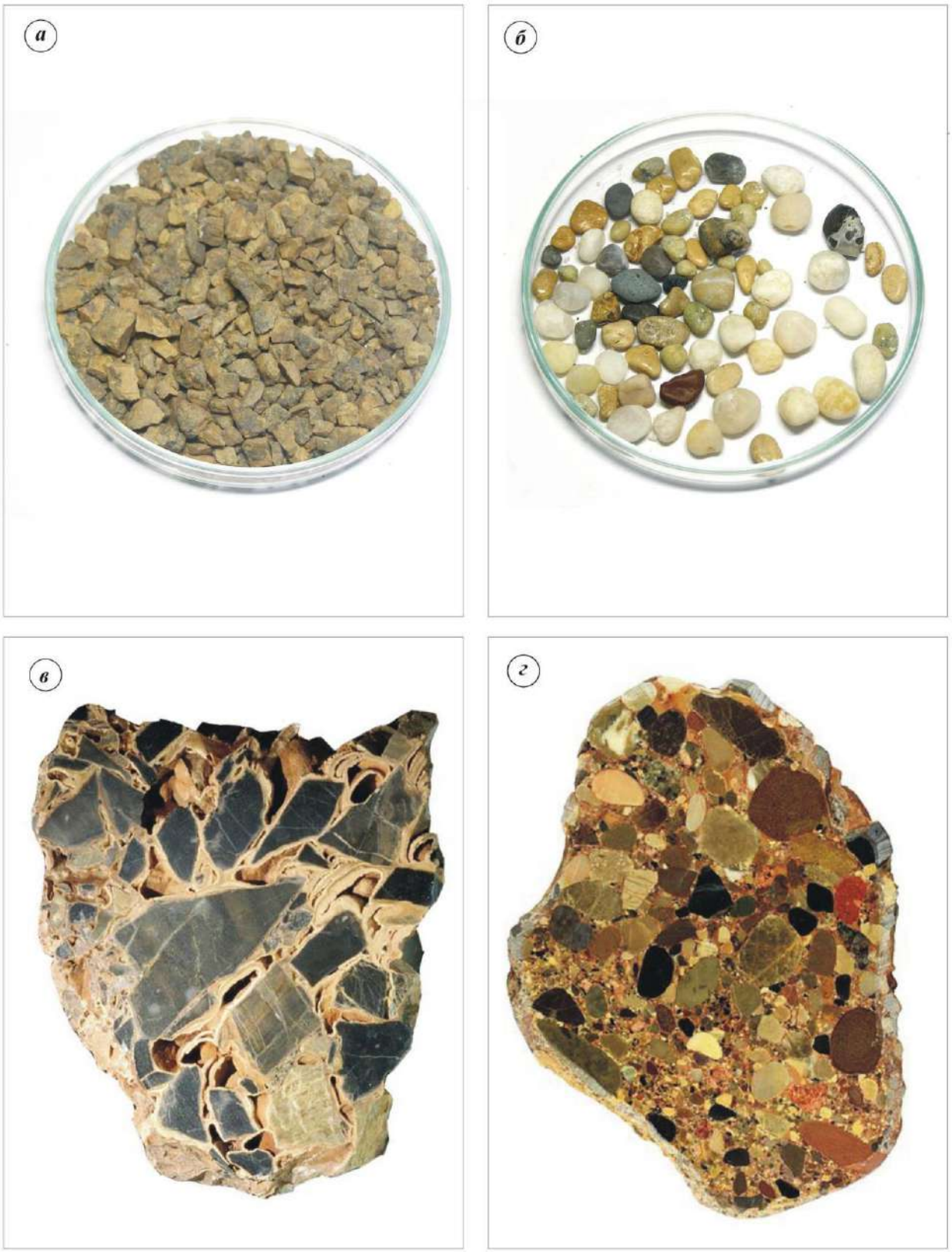
За ступенем кристалізації порід розрізняють повно кристалічні , неповно кристалічні, склисті, порфірові, уламкові структури.

Розпочинаючи ідентифікацію гірської породи спочатку слід перевірити можливу наявність у неї однієї з трьох найбільш розповсюджених структур – уламкової, кристалічної або афанітової.

Уламкова структура визначається за присутністю уламкових зерен (уламків), які складають більшу частину об'єму гірської породи. Уламки розпізнаються завдяки доволі характерній формі – неправильній гострокутній або обкатаній / напівобкатаній (рис. 8). Це можуть бути уламки мінералів та/або уламки гірських порід. Уламки мінералів зазвичай є зовсім невеликими, переважно не більше 1-5 мм, причому кожен з них більш-менш однорідний за своїми індивідуальними властивостями. Уламки гірських порід, як правило, є більшими за розміром і виявляють ту чи іншу неоднорідність своєї будови та складу. Уламки, розміром більше 1 мм, добре розрізняються неозброєним оком. Якщо ж досліджуваний зразок складається уламками з розміром менше 1 мм, то його структура визначається як дрібноуламкова і для її ідентифікації слід використовувати збільшуване скло. Зауважимо, що гірська порода з уламковою структурою може бути монолітною, якщо уламки зцементовані більш щільним матеріалом, або ж – розсипчастою, якщо уламки незцементовані. Уламкова структура властива для багатьох осадових порід – пісковиків, гравелітів, брекчій та конгломератів. Таку структуру має значна частина сучасних геологічних осадків – піски, жорства, гравій, щебінь та ріняк. Крім того, подібними до уламкової є структури вулканічних туфів, інтрузивних та тектонічних брекчій, а також імпактних утворень.

Кристалічна структура визначається тим, що увесь об'єм гірської породи складається з кристалічних зерен (рис. 9 а-б). Останні можуть виявляти свою кристалічну огранку але можуть бути і зовсім неправильними. В обох випадках кристалічні зерна щільно зростаються один з одним, формуючи монолітний агрегат без порожнин та жодних ознак «цементу». Це принципово відрізняє кристалічну структуру від уламкової. Якщо переважна більшість кристалічних зерен розрізняються неозброєним оком, то структура визначається як явнокристалічна або інакше – фанеритова. Відповідно до абсолютного розміру зерен, серед явнокристалічних структур розрізняють середньозернисті (1-5 мм), крупнозернисті (5-20 мм) та гігантозернисті (>20 мм). Якщо ж гірська порода складається з кристалічних зерен розміром менше 1 мм але їх ще можна розрізнити за допомогою збільшуваного скла, структуру слід визначати як дрібнокристалічну. Явнокристалічна структура характерна для багатьох глибинних магматичних порід – гранітів, діоритів, габроїдів та ін. Так само, вона поширена у метаморфічних породах – мармурах, гнейсах, кристалічних сланцях, амфіболітах та ін. І лише окремі представники осадових порід можуть мати кристалічну структуру, наприклад – кам'яна сіль, гіпс, ангідрит.

Афанітова структура відрізняється від уламкової та кристалічної тим, що ні уламки ні кристалічні зерна у ній не можна розрізнити неозброєним оком (рис. 9 в-г). Більш того, вони не розрізняються й у збільшуване скло. Гірська порода з афанітовою структурою виглядає щільною, монолітною, без характерної дрібної зернистості на свіжих поверхнях зламу. Зауважимо, що польова ідентифікація гірських порід з афанітовою структурою може бути ненадійною і мусить бути уточнена у лабораторії за допомогою мікроскопічних методів.



а – незцементовані гострокутні уламки жорстви; б – незцементовані обкатані уламки гравію; в – зцементовані гострокутні уламки в осадовій брекчії [4]; г – зцементовані обкатані уламки у конгломераті [4]

Рис. 8. Уламкові структури

У петрографічних шліфах під поляризаційним мікроскопом афанітові породи можуть виявити мікроуламкову, мікрокристалічну, неповнокристалічну та деякі інші структури. Дехто з геологів помилково називають афанітову структуру прихованокристалічною. Зазначимо, що дійсну прихованокристалічну структуру можна ідентифікувати лише під поляризаційним мікроскопом, оскільки розмір кристалів у ній настільки крихітний, менше 0,03 мм, що вони ще виявляють агрегатну поляризацію світла але розрізнити їх обриси вже неможливо. Найбільш типові приклади афанітових порід – базальти, глини, аргіліти, кремені, кварцити, роговики. Окремим різновидом афанітової структури є склувата, яка властива для обсидіанів та перлітів. Породи зі склуватою структурою відрізняються характерним скляним блиском та раковистим зламом. У випадку, якщо ні уламкова, ні кристалічна, ні афанітова структура не підходять для діагностованої гірської породи, слід розглянути інші можливі варіанти структур, які зустрічаються не так часто, як вищезгадані. Зокрема, слід звернути увагу на порфірову, мигдалекам'яну, перлітову, сферолітову, оолітову та біогенну структури.

Повнокристалічним породам характерна повна розкристалізація всіх мінералів, що входять до їх складу. *Неповнокристалічні* породи складаються частково з кристалічних зерен (кристалітів), частково з аморфної склистої маси. В породах порфірової структури в загальну склисту або кристалічну масу вкраплені крупні зерна. Породи уламкової структури складаються із зцементованих уламків первинних порід, з яких вони утворилися. Із збільшенням ступеню розкристалізації порід зазвичай їх міцність зменшується. За розмірами кристалічних зерен розрізняють породи *гігантo -, грубо -, крупно -, середньо -, дрібнозернистої афанітової і мікрокристалічної* структур.Аналогічно, уламкові породи поділяють на *гігантo -, грубо -, крупно -, середньо -, дрібноуламкові.*

Порфірова структура ідентифікується за присутністю в афанітовій або в дрібнокристалічній загальній масі певної кількості більш крупних добре утворених кристалів – фенокристів. Фенокристи можуть бути представлені плагіоклазом, лужним польовим шпатом, кварцом, біотитом, роговою обманкою, піроксеном, олівіном, а також деякими іншими мінералами магматичного походження. Від уламкових зерен їх відрізняє більш-менш правильна кристалічна огранка, а також подібність форм у фенокристах одного мінерального виду. Наприклад, усі фенокристи ортоклазу на рис. 10 а мають таблитчасту форму. Порфірова структура властива для вулканічних порід – андезитів, трахітів, ріолітів та ін. Цю структуру також можуть мати деякі гіпабісальні породи, наприклад – мікродіорити, мікросієніти, мікрограніти.

Мигдалекам'яна структура визначається за наявністю в афанітовій або у дрібнокристалічній загальній масі своєрідних мінеральних агрегатів – мигдалин (рис. 10, б). Вважається, що мигдалини формуються в результаті заповнення мінеральною речовиною первинних газових порожнин, присутніх у деяких вулканічних породах. Зазвичай мигдалини мають сферичну, еліпсоїдальну або іншу більш складну форму із заокругленими обрисами. Внутрішнє виповнення мигдалин, яке формувалося при поступовому відсадженні мінеральної речовини від периферії до центру порожнини, часто має характерну концентрично-зональну будову. В одних випадках внутрішнє виповнення мигдалин представлене афанітовою речовиною.

а – явнокристалічна структуратграніту; б – явнокристалічна структура мармуру; в – афанітова структура базальту; г – афанітова (склувата) структура обсидіану

Рис. 9. Кристалічні та афанітові структури [4]

В інших – мигдалини заповнюються кристалічним агрегатом мінералів, в якому окремі кристали орієнтуються у напрямку до центру порожнини. Інколи всередині мигдалин залишаються порожнини з доволі добре огранованими кристалами.

Мінеральний склад мигдалин зазвичай є доволі простим, часто мономінеральним. Найчастіше у мигдалинах зустрічаються такі мінеральні асоціації [4]: 1) карбонати, особливо кальцит, арагоніт та сидерит; 2) цеоліти різних видів; 3) мінерали з групи хлоритів; 4) преніт та епідот; 5) опал, халцедон, кварц. Мигдалекам'яна структура властива для вулканічих порід.

Найчастіше вона зустрічається в базальтах.

Перлітова структура властива для деяких склуватих гірських порід, у яких вулканічне скло має дрібну шкаралупчасту окремість, завдяки чому воно розпадається на маленькі сферичні фрагменти, що нагадують перли ***(рис. 10 в)***.

Сферолітова та оолітова структури характеризується присутністю у гірській породі сферичних мінеральних агрегатів – сферолітів та оолітів. Сфероліти мають радіально-променеву будову, ооліти – концентрично- зональну ***(рис. 10 г-д)***. На відміну від зовнішньо схожих з ними мигдалин, у сферолітах та оолітах мінеральна речовина відкладалася від їх центру до периферії. Тому в їх центральній частині часто присутня так звана *затравка*, якою може виступати невеличкий кристалик, шматочок породи, органічна решткa, тощо. Сферолітова структура зустрічається в обсидіанах та фосфоритах. Оолітова структура властива для деяких вапняків, лімонітів та бокситів.

Біогенна структура визначається за присутністю у гірській породі викопних решток тварин та рослин – фосилій ***(рис.10 ж)***. Ця структура властива виключно для осадових порід – біогенних вапняків, торфу, кам'яного вугілля та ін.

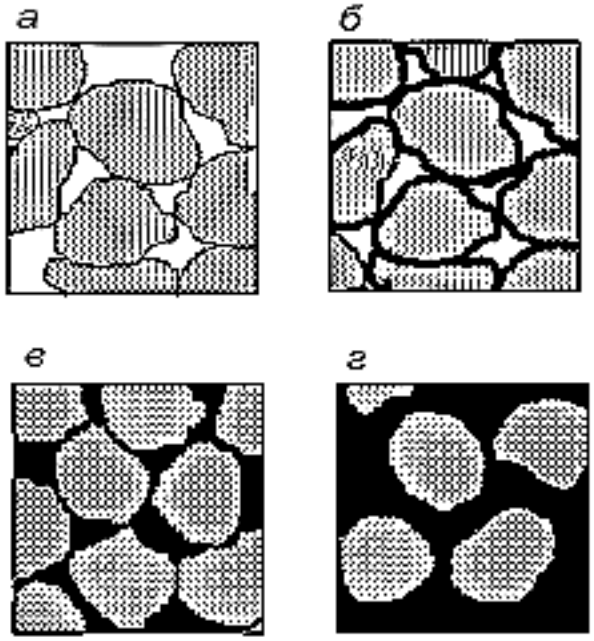
Породи гігантозернистої структури мають розміри кристалів понад 100 мм. Прикладом таких порід є деякі слюдяні пегматити. Розміри кристалів грубозернистих порід від 10 до 100 мм, крупнозернистих від 1 до 5 мм, дрібнозернистих до 1мм. В породах афанітової структури зерна можна розрізнити тільки в лупу, мікрокристалічної – лише в мікроскоп. Із зменшенням зернистості, як правило, збільшується густина, міцність і пружність порід.

Розрізняють породи також рівномірнозернистої структури, складених із кристалітів приблизно однакових розмірів, і нерівномірнозернистої структури, в яких розміри складових кристалів суттєво відрізняються. Склад цементу (скла) може бути найрізноманітнішим: кременистим, залізистим, вапнистим, глинистим, гіпсовим і т. д. Найміцнішими є породи з кременистою і залізистою цементацією, найслабшими – з гіпсовою і глинистою.

а – порфірова структура трахіту, фенокристи представлені ортоклазом; б – мигдалекам'яна структура базальту, мигдалини складені кальцитом; в – перлітова структура перліту; г – фосфоритові конкреції (сфероліти) з радіально-променистою будовою; д – оолітова структура бокситу; ж – біогенна структура вапняку

Рис. 10. Структури гірських порід [4]

Властивості порід неповно кристалічної, порфірової і уламкової структур сильно залежать від характеру цементації і складу цементуючої (склистої) речовини. Розрізняють такі основні типи цементів (рис. 11):



а – контактовий; *б* – плівковий; *в* – поровий; *г* – базальний

Рис. 11. Типи цементів уламкових порід [4]

базальний – зерна мінералів не дотикаються один до одного, занурені в склисту масу; ступінь цементації в цьому випадку дуже високий, міцність породизалежить від характеристик цементуючої речовини;

контактовий – цемент є лише на контактах дотикання зерен; цементація в цьому випадку зазвичай слаба, міцність порід невелика;

поровий – мінеральні зерна безпосередньо дотикаються одне до одного, а пори між ними заповнені цементом; порівняно з попереднім типом міцність цементації більша і залежить від співвідношення поверхонь безпосереднього контакту зерен і поверхонь, з'єднаних цементом;

плівковий – кожен уламок оточений плівкою цементуючої речовини; якщо цемент такого ж складу, що і уламки, його називають *регенераційним* або цементом розростання;

корозійний (цементація розростання) – цементуюча речовина в'їдається в мінеральні зерна, а не лише заповнює проміжки між ними; міцність цементації у таких порід дуже велика.

3.2 Текстура гірської породи. Текстурні ознаки гірської породи

Іншою дуже важливою ознакою будови порід наряду зі структурою є їх текстура**.**

Під **текстурою** (побудовою) розуміють взаємне розташування структурно однотипних частин породи (мінеральних зерен кристалічної породи чи уламків уламкової породи) в просторі, який вони займають.

Текстура породи може бути впорядкованою і невпорядкованою. З точки зору механіки гірських порід найважливішими є такі текстури:

масивна – частини породи щільно прилягають одна до одної, орієнтовані довільно; Масивна текстура характеризується однорідним розподілом мінеральних зерен в об'ємі гірської породи, без певної орієнтації, а також без утворення прошарків, прожилків, порожнин та пор (рис. 12 а). Масивна текстура виключає наявність у гірській породі будь-якої іншої текстури.

шарувата – частини породи орієнтовані впорядковано, чергуються, утворюючи пласти і напластування. *Шарувата текстура* характеризується наявністю у гірській породі більшменш правильних прошарків, що відрізняються один від одного за мінеральним складом та/або структурою (рис. 12 б). Шаруваті текстури

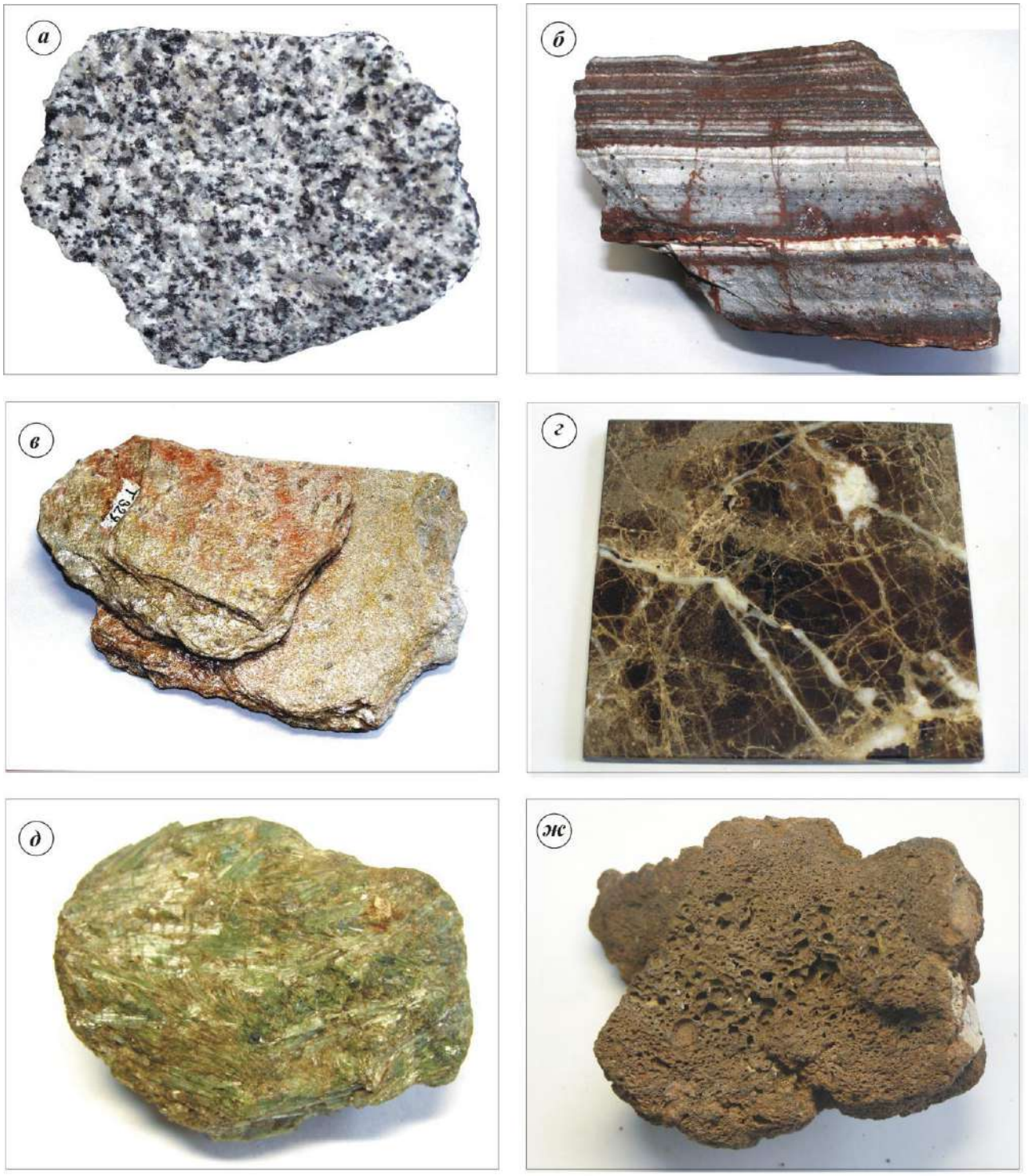
різного масштабу властиві для більшості осадових порід. Досить часто вони зустрічається і в метаморфічних породах. В алевролітах, аргілітах та багатьох метаморфічних сланцях шаруватість може супроводжуватись паралельною до неї сланцюватою текстурою.

Сланцювата текстура проявляється у здатності гірської породи при ударі розколюватися на достатньо тонкі плитки (рис. 12 в). Ця особливість здебільшого обумовлена плоско-паралельною орієнтацією лускуватих мінеральних зерен та їх агрегатів. Сланцюватість – характерна особливість багатьох метаморфічних порід – сланців, кристалосланців, гнейсів. Її виникнення пов'язане з дією однобічного тиску, який надає паралельної орієнтації сплощеним зернам слюд, хлориту, пірофіліту, графіту, тальку та ін. Натомість, в осадових породах здатність розколюватись на тонкі плитки зазвичай пов'язана з мікроскопічною шаруватістю, особливо характерною для аргілітів та алевролітів.

Прожилкова текстура обумовлена присутністю в гірській породі неправильних розгалужених прожилків, що заповнюються мінеральною речовиною (рис. 12 г). Остання може мати явнокристалічну, мікрокристалічну або афанітову будову. Найчастіше прожилки виповнюються кварцом та кальцитом. Загалом, прожилкову текстуру можна зустріти в будь-якому типі гірських порід. Найбільш характерними є прожилкові текстури деяких вапняків, яшм, серпентинітів та мігматитів. Передумовою для виникнення такої текстури є розвиток тріщинуватості та наступне «заліковування» тріщин мінералізованими розчинами або магмою.

Променисті та волокнисті текстури відрізняється тим, що гірська порода складається агрегатом голчастих або ниткоподібних мінеральних зерен, який нагадує волокна деревини або грубої тканини ((рис. 12 д). Голчасті та ниткоподібні кристали, які формують такий агрегат, можуть мати паралельну, радіальну або безладну орієнтацію. Тонку парально- та сплутано-волокнисту, а також більш грубу променисту будову можуть мати агрегати серпентину, променистих амфіболів, гіпсу-селеніту та ін. Зовнішньо подібною до променистої є специфічна структура «спініфекс», яка властива для коматиїтів.

Пориста текстура характеризується присутністю у гірській породі значної кількості порожнин та пор (рис. 12 ж). Пориста – частини породи прилягають одна до одної нещільно, між ними є багато мікро пустот (пор). Пори розміром більше 1 мм не складно побачити неозброєним оком. За допомогою збільшуваного скла можна роздивитися пори меншого розміру. Про наявність зовсім мікроскопічної пористості може свідчити мала густина гірської породи, швидке всмоктування води на поверхні зразка та прилипання його до язика. Найбільше діагностичне значення має первинна пористість, яка формується безпосередньо під час утворення гірської породи. Наприклад, первинне походження, мають сферичні порожнини, що виникають на місці газових пухирців під час застигання лави та перетворення її на вулканічний шлак або пемзу. Первинними також є пори, які формують міжзерновий простір у вулканічних туфах, а також багатьох осадових породах уламкового та біогенного походження. Під час хемогенного осадження натічних форм травертинів, гейзеритів та лімонітів також формується первинна пористість. Натомість, вторинна пористість може з'явитися у процесі розчинення хімічно



а – масивна; б – шарувата; в - сланцювата; г– прожилкова; д – промениста; ж – пориста

Рис. 12. Текстури гірських порід [4, 7]

нестійких породотвірних мінералів, які можуть бути присутніми у породах різного походження.

До текстурних ознак відносяться шаруватість, сланцюватість, пористість і тріщинуватість, пластова відокремленість.

Шаруватість порід зумовлена чергуванням при накопиченні порід з різною зернистістю чи розмірами уламків, порід різного складу і порід з різною

орієнтацією зерен або уламків. Залежно від грубизни шарів розрізняють листові, тонкошаруваті, середньошаруваті і масивні породи.

Сланцюватість проявляється як здатність гірської породи розколюватися на тонкі пластинки по паралельних площинах. Вона зумовлена деформуванням гірських порід в процесі їх ущільнення, а також при тектонічних процесах. Положення площин сланцюватості відповідає орієнтації площадок з найбільшою інтенсивністю дотичних напружень.

В більшості випадків площини шаруватості і сланцюватості співпадають.

Пористість гірських порід є відношенням об'єму пор (пустот) до об'єму всієї породи. Це так звана абсолютна або фізична пористість. Розрізняють ще *відкриту*, *ізольовану* (закриту) і *ефективну* пористість. Відкрита пористість враховує об'єм відкритих, з'єднаних між собою пор, закрита – об'єм ізольованих, не з'єднаних пор, ефективна – об'єм тільки тих пор, що здатні пропускати пластові флюїди. Усі ці види пористості менші за фізичну. Як правило, уламкові гірські породи мають більшу пористість, ніж кристалічні.

Тріщинуватість порід зумовлена тектонічними фізико-хімічними процесами в земній корі. Тріщинуватість визначається розмірами, густотою і взаємним розташуванням тріщин.

Пластова відокремленість – це наявність в масиві порід площин, по яких одні шари чи пласти відділяються від інших. При цьому зчеплення порід по площинах пластової відокремленості звичайно значно менше, чим зчеплення всередині пластів чи шарів. Особливо значна ця різниця для шаруватих метаморфічних порід, яким властиве розшарування масивів. В процесах метаморфізму це розшарування супроводжувалося між шаровими зсувами, що зумовило додаткове зменшення зчеплення і кута тертя по поверхнях розділу шарів.

3.3 Речовинний склад гірських порід

Важливою діагностичною ознакою гірських порід є їх склад. Переважна більшість гірських порід являє собою природну суміш твердих неорганічних речовин. Останні можуть бути представлені як мінералами так і аморфними речовинами – мінералоїдами та вулканічним склом. До складу деяких осадових порід також можуть входити й органічні речовини – вуглефіковані рештки рослин, бітуми та кероген. З великого різноманіття мінералів, кількість яких перевищує 5000, лише близько 50-60 складають основний об'єм більшості гірських порід і тому вони звуться породотвірними. Характерними породотвірними мінералами магматичних порід є кварц, польові шпати, фельдшпатоїди, олівін, піроксени, амфіболи та слюди. За хімічним складом їх поділяють на салічні та мафічні.

Салічні мінерали отримали свою назву за двома хімічними елементами, що домінують у їх складі – Si та Al. До салічних належать кварц, плагіоклази, лужні польові шпати, фельдшпатоїди та світлі слюди. Зазвичай салічні мінерали мають світле забарвлення, або стають світлими внаслідок вторинних змін. Тому

інколи їх також звуть світлозабарвленими або лейкократовими. У західній літературі їх також іменують фельзичними.

Мафічні мінерали отримали назву по Mg (магнію) та Fe (феруму), двом хімічним елементам, що домінують у їх складі. До мафічних належать олівін, піроксени, амфіболи та темні слюди. Для мафічних мінералів властиве темне забарвлення, тому їх також іменують темноколірними або меланократовими. За походженням розрізняють первинні та вторинні породотвірні мінерали. Первинні мінерали магматичних порід утворюються безпосередньо у процесі кристалізації магми. Так, первинними мінералами базальтів є кальцієві плагіоклази, піроксени та олівін. Вторинні мінерали магматичних порід утворюються в результаті змінення та заміщення первинних мінералів під дією накладених процесів метаморфізму або хімічного вивітрювання. Наприклад, первинні піроксени базальтів можуть заміщуватись вторинними амфіболами, олівін часто заміщується серпентином. Зауважимо, що гірських порід, які б повністю складалися лише з одного мінералу, і не містили хоча б мізерної домішки інших, в природі не існує. Деякі з гірських порід більш ніж на 90% складені якимось одним мінералом. З певною долею умовності їх прийнято називати мономінеральними («monos» – в перекладі з грецької значить «один»). Як правило, мономінеральні породи отримують назви відповідно до домінуючого мінералу. Зокрема, піроксеніти більш ніж на 90% складені піроксеном, кварцити більш ніж на 90 % складені з кварцу, серпентиніти більш ніж на 90 % складені із серпентину. Хоча нерідкісними є й виключення. Наприклад, метаморфічні породи, які більш ніж на 90 % складені з кальциту або доломіту іменуються мармурами. Більшість відомих наразі гірських порід є полімінеральними («poly» – в перекладі з грецької значить «багато»), тобто складаються з кількох мінералів, причому вміст жодного з них не перевищує 90 %. За відносним вмістом породотвірні мінерали поділяють на головні, другорядні та акцесорні.

Головні мінерали це мінерали, вміст яких перевищує 10%. Саме за головними мінералами зазвичай визначають назву гірської породи. Так, головними мінералами граніту є кварц, плагіоклаз та лужний польовий шпат.

Зникнення будь-якого з цих мінералів або суттєве зменшення його вмісту призводить до зміни назви. Наприклад, якщо у гірській породі менше 20 % кварцу, то це не граніт.

Другорядні мінерали містяться у гірській породі у кількості 1-10 %. У разі потреби за другорядними мінералами дають назви різновидам гірських порід. Наприклад, звичайні другорядні мінерали гранітів – біотит та рогова обманка. Відповідно, розрізняють біотитові та роговообманкові (амфіболові) різновиди гранітів. До акцесорних відносять мінерали, вміст яких не перевищує 1 %.

Акцесорні мінерали ніяк не впливають на назву гірської породи. Уже візуальне дослідження зразка гірської породи дає попереднє уявлення про її

якісний та кількісний мінеральний склад. За потреби невеликий шматок гірської породи можна здрібнити молотком, що дозволить відсортувати та роздивитись окремі мінеральні зерна. Для ідентифікації зовсім невеликих зерен слід використовувати збільшуване скло. Більшість породотвірних мінералів діагностуються за мінімумом зовнішніх ознак – забарвленням, прозорістю, блиском, формою, спайністю, характером зламу та твердістю.

Оскільки діагностика мінералів не розглядається у цьому посібнику, для їх ідентифікації слід скористатися спеціальними визначниками: [2-3, 8, 11]. Кількісний вміст окремих мінералів можна визначити за допомогою спеціальних графічних еталонів (рис. 13).

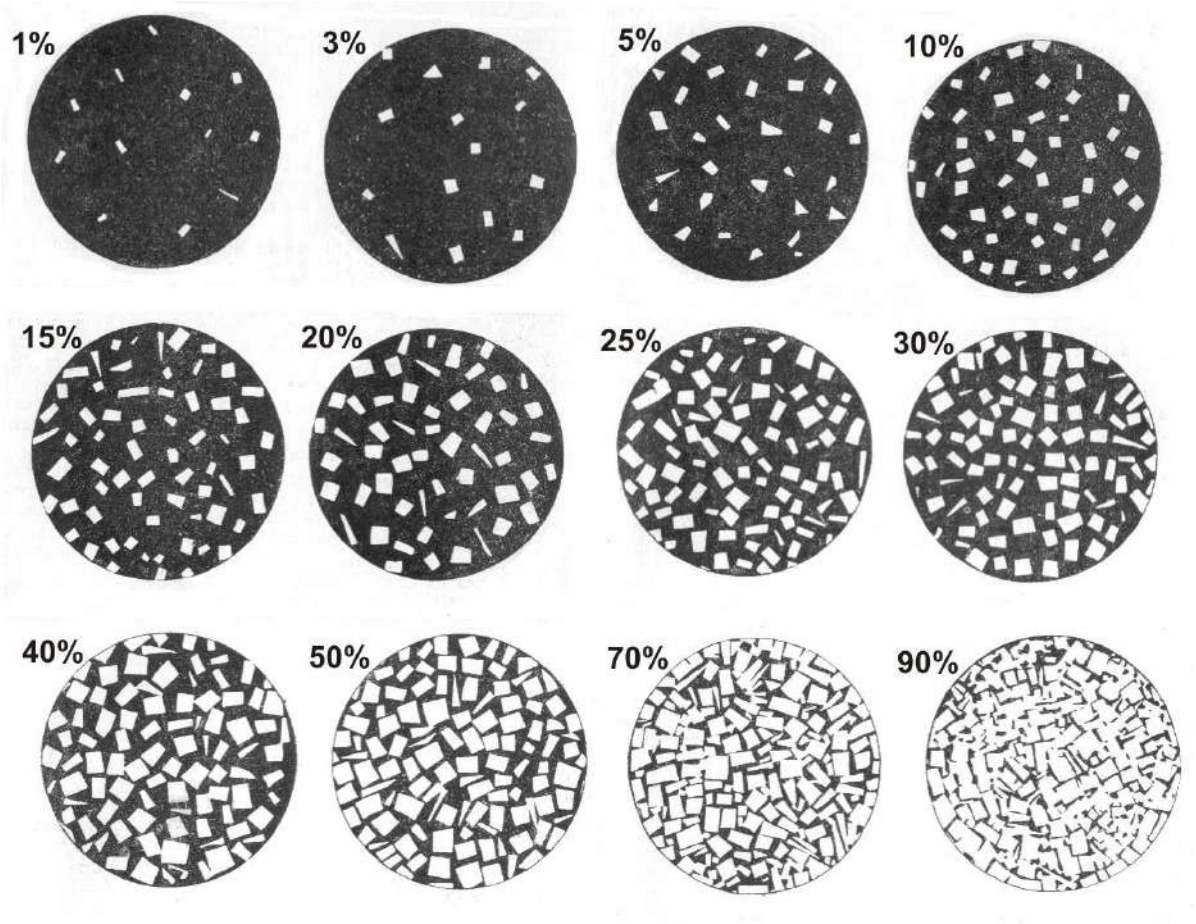


Рис.13. Еталон для наближеного визначення відсоткового вмісту мінералів [5, 8]

3.4 Додаткові діагностичні ознаки гірських порід

Додатковими діагностичними ознаками гірських порід є забарвлення, міцність, твердість, густина та деякі хімічні властивості. Як правило їх визначають після вивчення будови гірської породи, одночасно з визначенням її речовинного складу.

Забарвлення гірської породи залежить від її мінерального складу та наявності вторинних змін. При польовій діагностиці слід відбирати найменш змінені зразки, намагаючись виявити їх первинне забарвлення на свіжому зламі. Зміни

забарвлення на поверхнях природних виходів, а також вздовж зон тріщинуватості або біля контактів фіксують як допоміжну ознаку прояву вторинних змін.

На ***міцність*** гірської породи впливають її будова та мінеральний склад. За механічною міцністю гірські породи можна умовно поділити на міцні, помірної міцності та крихкі. *Міцні породи*, наприклад – незмінені граніти, базальти, амфіболіти, важко розбиваються геологічним молотком. Натомість *помірну міцність* мають пісковики, аргіліти, крейда, які без особливого зусилля розбиваються молотком але їх не можна роздавити руками. Нарешті, *крихкі породи* можна без зусилля роздавити руками. Такими є лес, глина, торф та ін. Для міцних та помірно-міцних порід додатково визначають їх твердість. Остання обумовлена ***твердістю*** породотвірних мінералів. Ця ознака є особливо важливою для дрібнокристалічних та афанітових зразків. Для визначення твердості гірської породи, спочатку слід пошкрябати її поверхню ножем або сталевою голкою. *Тверді породи*, наприклад – кварцит, кремінь, мікрограніт, які складаються переважно з кварцу та/або польових шпатів, не шкрябаються ножем. До твердих слід віднести і ті зразки, які містять невелику кількість м'яких мінералів і на ділянках їх розвитку можуть частково шкрябатися ножем. Якщо ж уся поверхня зразка вільно без зусилля шкрябається ножем, його потрібно пошкрябати нігтем. Породи, які значною мірою складаються з кальциту, слюди, серпентину, мають *помірну твердість*, тому шкрябають ножем але не шкрябаються нігтем. Нарешті, ті породи, які складають з глинистих мінералів, гіпсу, тальку, графіту, є настільки *м'якими*, що шкрябають навіть нігтем. На густину гірських порід впливають *питома вага породотвірних мінералів, а також наявна пористість.* Для визначення цієї ознаки слід «потренуватись» на зразках приблизно однакового розміру з відомою густиною. Найбільш важкими мають бути зразки перидотитів та джеспілітів, густина яких перевищує 3 гр/см^3. Помірну вагу мають зразки гранітів та діоритів, у яких густина складає 2,6-2,7 гр/см^3. І, нарешті, найбільш легкими є зразки пемзи та діатомітів, які мають густину менше 1 гр/см3, і тому плавають у воді. Для ідентифікації гірських порід, що виявили помірну твердість або є м'якими, додатково визначають їх хімічні властивості. Наприклад, деякі з них – кам'яна та калійна сіль, вільно розчинюються у воді і мають солоний смак. Глини мають гідратаційну здатність – всмоктують воду та стають пластичними. Зустрічаються також горючі гірські породи. Причому, добре висушений торф та буре вугілля можна запалити навіть сірниками. Кам'яне вугілля та антрацит запалюються за допомогою свічки або запальнички. Крім власне полум'я, ознаками горючості гірської породи є поява диму та запаху горіння. Гірські породи, які складаються з кальциту та доломіту, реагують із соляною кислотою. Коли крапля 10 % розчину холодної соляної кислоти наноситься на зразок вапняку або кальцитового мармуру, кислота бурно «закипає» з характерним шипінням витісняючи вуглекислий газ. Для випробування цієї реакції на доломітах та доломітових мармурах, зразок потрібно здрібнити у тонкий порошок або підігріти кислоту перед нанесенням.

Слід зазначити, що точність макроскопічної діагностики значною мірою залежить від кваліфікації дослідника, а також від петрографічних особливостей досліджуваної гірської породи. Навіть при використанні збільшуваного скла не

усі мінерали діагностуються однозначно та безпомилково. У випадку ж багатьох дрібнозернистих та афанітових порід, макроскопічно визначити мінеральний склад взагалі неможливо. Тому, для точного визначення якісного та кількісного мінерального складу гірських порід в петрографії використовують спеціальні методи дослідження [1, 4-5]. Найбільш важливий серед них – дослідження гірських порід у петрографічних шліфах під поляризаційним мікроскопом.

3.5 Неоднорідність гірських порід

Тіла, що мають однакові показники властивостей в усіх напрямах називають **ізотропними**. **Анізотропними** називають тіла, в яких показники властивостей однакові в паралельних і неоднакові в непаралельних напрямах. Породи впорядкованих текстур є, як правило, анізотропними. Властивості порід невпорядкованої текстури (наприклад, масивно-кристалічні) є приблизно однаковими в усіх напрямах. В задачах механіки гірських порід такі породи можна розглядати як **квазіізотропні.** Через те, що більшість осадових гірських порід є полі мінеральними, і, як правило ніяких закономірностей в розподілі окремих мінералів в них немає, гірські породи є тілами неоднорідними за мінералогічним складом.

В своїй більшості гірські породи різнозернисті, причому зерна в загальній масі розподілені випадково. В одному місці сконцентровані, наприклад, великі зерна, а інших – дрібні чи середнього розміру. Це є причиною неоднорідності порід за розподілом мінеральних частин в їх масі. Розподіл пор в масиві порід також має випадковий характер як за розміром, та і за формою і мірою сполученості. Помічено, що в площині залягання пластів пори з'єднані краще, ніж по підняттю пластів. Таким чином, породи неоднорідні і за пористістю. Ущільненість порід залежить від глибини їх залягання: чим глибше залягає порода, тим вона більше ущільнена. Крім того, ущільнення порід залежить від характеру складчастості і розташування на структурі – на крилах складок породи більш ущільнені, чим в склепінні. При динамічних і фізико-хімічних процесах, що відбуваються в земній корі, в породах виникають тріщини, різні як за величиною, так і за напрямом. Їх розподіл в масиві випадковий, тому гірські породи неоднорідні і за тріщинуватістю. Природно, що вплив неоднорідностей на деформування конкретних об'єктів неоднозначний. Ступінь впливу тієї чи іншої неоднорідності визначається співвідношенням розмірів структурних блоків і геометричних параметрів об'єктів, що деформуються. Неоднорідності суттєво впливають на деформування гірничого об'єкту, якщо його масштаб спів розмірний з розмірами блоків, утворених структурними неоднорідностями.

Отже, неоднаковість показників властивостей гірських порід залежно від абсолютних геометричних розмірів ділянок породного масиву, зумовлена проявом різних неоднорідностей, називають *масштабним ефектом*.

Таким чином, неоднорідність порід суттєво впливає на їх поведінку при проведенні гірничих робіт. Неоднорідність порід і анізотропія властивостей утруднює вибір загальних моделей, отримання аналітичних залежностей, які адекватно і задовільно описують механічні процеси. В таблиці 1.1 представлено таблиця-ключ для визначення гірських порід.

Таблиця 1.1

ТАБЛИЦЯ-КЛЮЧ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД [6]

<table>
<tr><th colspan="4">I. Гірські породи з уламковою структурою:</th></tr>
<tr><td colspan="2">Уламки незцементовані:
пісок
гравій
жорства
ріняк
щебінь
тефра</td><td colspan="2">Уламки зцементовані:
пісковик
гравеліт
жорствяник
конгломерат
брекчія
туф вулканічний</td></tr>
<tr><th colspan="4">II. Гірські породи з кристалічною структурою:</th></tr>
<tr><td>Масивні:
граніт
сієніт
діорит
габро
перидотит
амфіболіт
грануліт
еклогіт
кварцит
талькіт*
мармур*^{HCl}
евапорити*^{H2O}</td><td>Сланцюваті:
гнейс
кристалосланці
кристалосланці*
філіт*</td><td>Шаруваті та прожилкуваті:
гнейс
кварцит
кристалосланці
кристалосланці*
філіт*
серпентиніт*
мармур*^{HCl}
онікс мармур*^{HCl}
евапорити*^{H2O}</td><td>Променисті та волокнисті:
кристалосланці
актинолітит
коматіїт
серпентиніт*
онікс мармур*^{HCl}
евапорити*^{H2O}</td></tr>
<tr><th colspan="4">III. Гірські породи з афанітовою структурою</th></tr>
<tr><td>Масивні:
обсидіан
базальт
кварцит
кремінь
глина*
аргіліт*
вугілля*
антрацит*
вапняк*^{HCl}
доломіт*^{HCl}</td><td>Сланцюваті:
сланець кременистий
сланець глинистий*
сланець плямистий*
філіт*</td><td>Шаруваті та прожилкуваті:
кремінь пластовий
кварцит
алевроліт*
серпентиніт*
аргіліт*
вугілля*
антрацит*
вапняк*^{HCl}
глина*^{H2O}</td><td>Пористі:
пемза
шлак вулканічний
туф вулканічний
гейзерит
діатоміт*
травертин*^{HCl}</td></tr>
<tr><th colspan="2">IV. Гірські породи з порфіровою структурою</th><th colspan="2">V. Гірські породи з мигдалекам'яною та перлітовою структурами</th></tr>
<tr><td>Загальна маса дрібнокристалічна:
мікрогабро
мікродіорит
мікросієніт
мікрограніт
лампрофір</td><td>Загальна маса афанітова:
базальт
андезит
трахіт
ріолит</td><td colspan="2">базальт
ріолит
перліт</td></tr>
<tr><th colspan="2">VI. Гірські породи зі сферолітовою та оолітовою структурами:</th><th colspan="2">VII. Гірські породи з біогенною структурою:</th></tr>
<tr><td colspan="2">обсидіан сніговий
фосфорит*
лімоніт оолітовий*
боксит оолітовий*^{H2O}
вапняк оолітовий*^{HCl}</td><td>Негорючі:
пісковик
кремінь
аргіліт*
мергель*^{HCl}
вапняк біогенний*^{HCl}</td><td>Горючі:
торф*
вугілля буре*
вугілля кам'яне*</td></tr>
</table>

3.6 Описи гірських порід

3.6.1 Гірські породи з уламковою структурою

Уламки незцементовані

Пісок – рис.14 а. Розсипчаста дрібно-уламкова гірська порода або сучасний геологічний осадок. Складається з незцементованих уламкових зерен – піщинок, розміром 0,1-2 мм. Уламкові зерна зазвичай мають у тій чи іншій мірі обкатану форму, хоча можуть бути й гострокутними. Найчастіше уламки представлені кварцом, інколи також польовими шпатами та мусковітом. В деяких пісках помітну роль відіграють літоїдні уламки, які представлені дрібними фрагментами афанітових гірських порід – кварцитів, кременів, базальтів, вапняків та ін. На дрібний пісок доволі схожий алеврит, який належить до мікроуламкових осадових порід з розміром часток 0,1-0,01 мм. На відміну від піску, алеврит після помірного зволоження набуває пластичності, його волога маса ліпиться, хоча й гірше, ніж глина. Для надійного розрізнення пісків та алевритів слід скористатися мікроскопом.

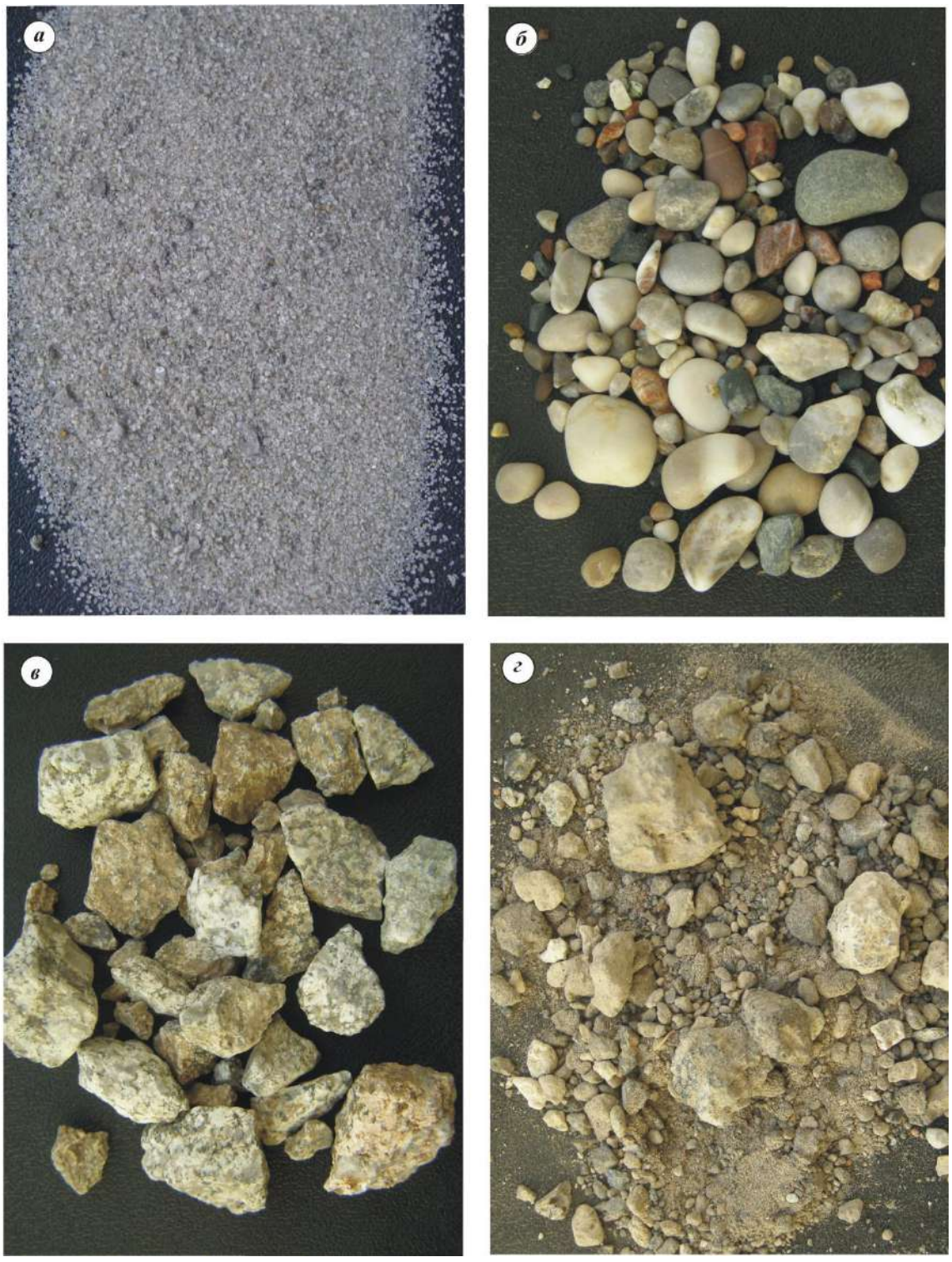
Гравій – рис.14 б. Розсипчаста крупно-уламкова гірська порода або сучасний геологічний осадок. Складається з незцементованих уламкових часток з середнім розміром 2-10 мм, більшість з яких мають у тій чи іншій мірі обкатану форму. Може містити невелику кількість уламків іншої розмірності. У складі зазвичай переважають літоїдні уламки, тобто невеликі фрагменти самих різних гірських порід – найчастіше кварцитів, кременів, сланців, базальтів, гранітів, вапняків та ін. Візуально на гравій схожий ріняк. На відміну від гравію, у складі ріняка мають переважати обкатані уламки розміром більше 10 мм.

Жорства – рис.14 в. Розсипчаста крупно-уламкова гірська порода або сучасний геологічний осадок. Подібно до гравію, складається з незцементованих уламкових часток із середнім розміром 2-10 мм але вони мають необкатану гострокутну форму. Зазвичай містить підлеглу кількість уламків більшого розміру та піску. Головну роль здебільшого відіграють літоїдні уламки різноманітних раніш утворених гірських порід. Якщо уламки мають однаковий склад, то до назви додають відповідне уточнення, наприклад: гранітна жорства, жорства базальтів, тощо. Зовнішньо на жорству схожий щебінь, який відрізняється тим, що у його складі мають переважати гострокутні уламки розміром більше 10 мм.

Тефра – рис.14 г. Розсипчаста пірокластична порода або сучасний геологічний осадок. Складається з незцементованих фрагментів вулканічних порід, що звуться пірокластами. Форма пірокластів може бути гострокутною, а також такою, що свідчить про їх розплавлений або напіврозплавлений стан під час вулканічного виверження. Піроласти розміром менше 2 мм звуться

вулканічним попелом, 2-64 мм – лапілями, більше 64 мм – вулканічними брилами або бомбами. Вулканічні брили мають гострокутну уламкову форму.

Форма вулканічних бомб вказує на їх пластичність під час виверження.



а – пісок кварцовий; б – гравій літоїдний; в – жорства гранітна; г – тефра.

Рис. 14. Гірські породи, які складаються з незцементованих уламків [4]

3.6.2 Уламки зцементовані

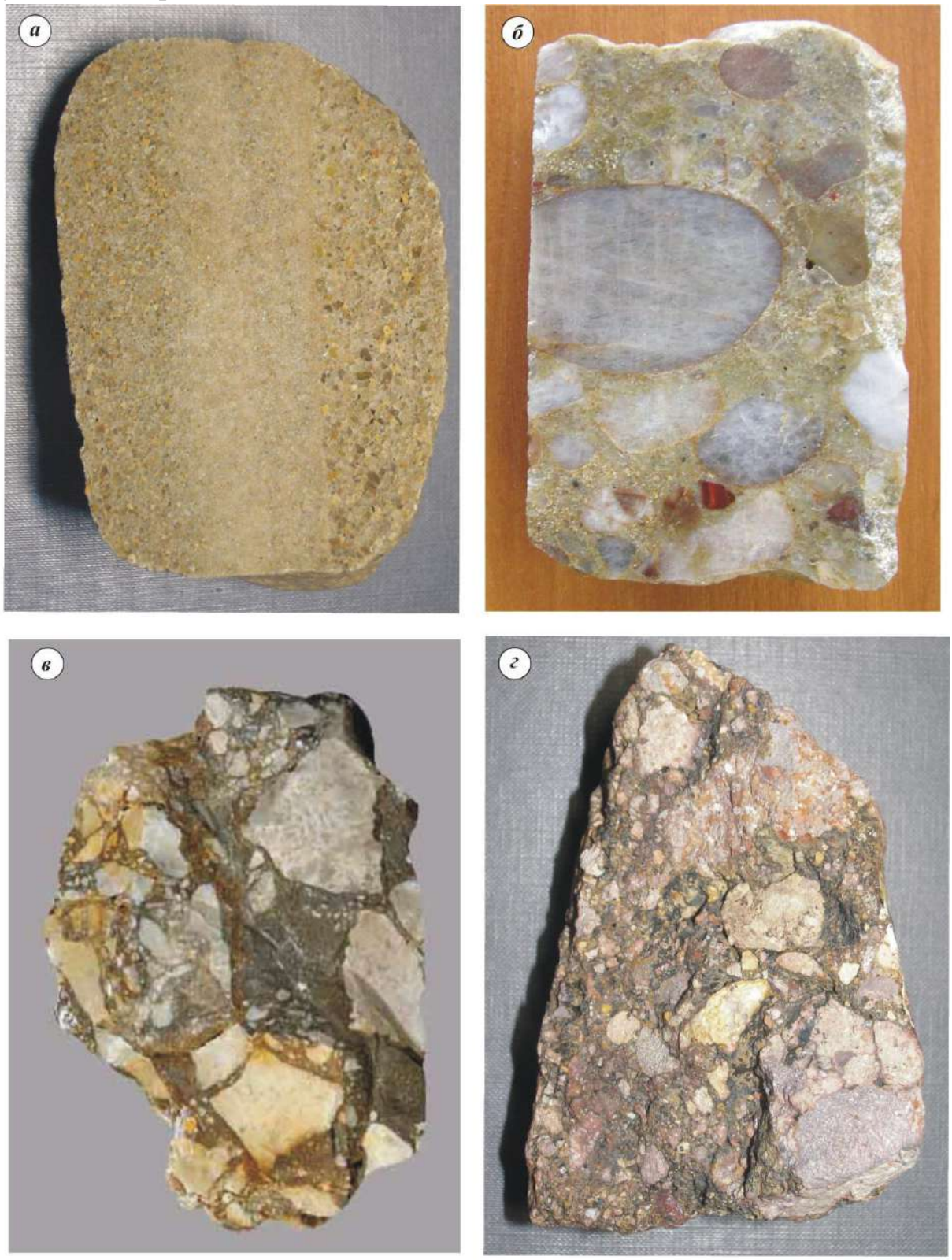
Пісковик – ***рис. 15 а.*** Зцементована дрібно-уламкова гірська порода. Складається з піску – уламкових зерен, розміром 0,1-2 мм, що цементується глинистим, залізистим, карбонатним або кременистим матеріалом. Піщинки зазвичай у тій чи іншій мірі обкатані. Найчастіше вони представлені кварцом. *Аркозові пісковики* містять значну кількість піщинок польового шпату. У *граувакових пісковиках* серед піщинок значну роль відіграють літоїдні уламки – фрагменти вулканічних порід, кременів, сланців та ін.

Конгломерат – ***рис. 15 б.*** Зцементована крупно-уламкова гірська порода. Складається із уламкових часток, розміром більше 2 мм, більшість з яких мають обкатану форму. Серед них найчастіше зустрічаються *літоїдні уламки*, тобто фрагменти самих різних гірських порід – найчастіше кварцитів, кременів, сланців, базальтів, гранітів, вапняків та ін. Уламки цементуються більш дрібнозернистим або афанітовим матеріалом. Цемент може мати глинистий, залізистий, карбонатний або кременистий склад, зазвичай містить ту чи іншу кількість піщаного матеріалу. Для крупно-уламкових порід, що складаються з обкатаних уламків з середнім розміром 2-10 мм інколи використовують найменування ***гравеліт***.

Брекчія осадова – ***рис. 15 в.*** Зцементована крупно-уламкова гірська порода. Подібно до конгломерату, складається з уламків, розміром більше 2 мм, але вони мають необкатану гострокутну форму. Серед уламкових часток головну роль відіграють *літоїдні уламки* різноманітних раніш утворених гірських порід. Якщо уламки мають однаковий склад, то до назви додають відповідне уточнення, наприклад: гранітна брекчія, брекчія вапняків, тощо.
Уламки цементуються більш дрібнозернистим або афанітовим матеріалом. Цемент може мати глинистий, залізистий, карбонатний або кременистий склад, часто містить ту чи іншу кількість піщаного матеріалу. Для крупно-уламкових порід, що складаються з необкатаних уламків з середнім розміром 2-10 мм, інколи використовують найменування ***жорствяник***.

Туф вулканічний – *рис. 15 г.* Зцементована пірокластична порода. Складається з *пірокластів* – фрагментів вулканічних порід, що цементуються більш дрібнозернистим або афанітовим матеріалом. Форма пірокластів може бути гострокутною, а також такою, що свідчить про їх пластичний стан під час вулканічного виверження. Пірокласти розміром менше 2 мм звуть вулканічним попілом. Пірокластичну породу, що складається з попелу, слід називати *попеловим туфом.* Пірокласти розміром 2-64 мм звуть лапілями. Пірокластичну породу, що містить значну частку лапілей, слід звати *лапілевим туфом*. Нарешті, пірокласти розміром більше 64 мм, іменують *вулканічними бомбами* або *брилами*. Форма вулканічних бомб вказує на їх пластичність під час формування, вулканічні брили мають гострокутну уламкову форму. Пірокластичну породу,

що складається з бомб звуть *агломератом*. Якщо ж у складі переважають вулканічні брили, порода має зватися *пірокластичною брекчією*. Остання відрізняється від осадової брекчії за складом уламків, серед яких головну роль відіграють вулканічні породи.



а – пісковик; б – конгломерат; в – брекчія осадова [28]; г – туф вулканічний

Рис. 15. Гірські породи, які складаються зі зцементованих уламків [4]

3.6.2 ГІРСЬКІ ПОРОДИ З КРИСТАЛІЧНОЮ СТРУКТУРОЮ

Масивні кристалічні породи

Граніт – ***рис .16 а.*** Явнокристалічна порода кварц-польовошпатового складу. Зазвичай має середньо- або крупнозернисту будову та світле забарвлення – червоне, рожеве або або світло-сіре. Головні породотвірні мінерали – кварц, лужний польовий шпат та плагіоклаз. Звичайними другорядними є біотит та амфіболи. Деякі граніти можуть містити мусковіт, турмалін, флюорит, піроксен. Існують лужнопольовошпатові різновиди гранітів, які позбавлені плагіоклазу. Натомість, гранітоїди, у яких плагіоклаз суттєво переважає над лужним польовим шпатом звуть *гранодіоритами* – ***рис. 16 б***, а ті, що взагалі позбавлені лужного польового шпату – *тоналітами*. Крім більш звичайних, рівномірно-зернистих гранітів, зустрічаються також нерівномірно-зернисті – порфіровидні, овоїдні, графічні. Червоні граніти доволі схожі з сієнітами. Сірі граніти, гранодіорити та тоналіти зазвичай плутають з діоритами. Але, на відміну від діоритів та сієнітів, гранітоїди мають містити більше 20 % кварцу, а вміст мафічних мінералів у них як правило не перевищує 10 %.

Мікрограніт. Дрібнокристалічна порода кварц-польовошпатового складу.

Від звичайного граніту відрізняється структурою. Більшість мінеральних зерен мають розмір <1 мм. Може містити фенокристи польового шпату та кварцу.

Сієніт – ***рис. 16 в.*** Явнокристалічна порода лужно-польовошпатового складу. Як і граніт, має середньо- або крупнозернисту будову та світле забарвлення – рожеве, червоне, червоно-коричневе. Головний породотвірний мінерал – лужний польовий шпат, який складає більше половини загального об'єму. Кварцу немає або дуже мало. У другорядних або й більших кількостях зазвичай присутні плагіоклаз та мафічні мінерали – піроксени, амфіболи, біотит. Окреме місце посідають сієніти, які містять у своєму складі нефелін та інші фельдшпатоїди – содаліт, канкриніт. Звичайні лужнопольовошпатові сієніти часто плутають з гранітами, від яких вони відрізняються за відсутністю кварцу або дуже малою його кількістю.

Діорит – ***рис. 16 г.*** Явнокристалічна порода із суттєво плагіоклазовим складом. Має середньо- або крупнозернисту будову та світле забарвлення, зазвичай сіре або зеленувато-сіре. Головний породотвірний мінерал – плагіоклаз, який складає більше половини загального об'єму. Кварцу та лужного польового шпату немає або дуже мало. Мафічні мінерали можуть бути присутніми у другорядних або й більших кількостях. Найбільш звичними серед них є амфіболи та біотит. Деякі діорити можуть містити піроксени. Діорити часто плутають із сірими гранітами та тоналітами, від яких вони відрізняються за відсутністю кварцу або дуже малою його кількістю. На діорити можуть бути схожі деякі габро, які в результаті вторинних змін

набули світлого забарвлення. Діорити відрізняються від них за помітно меншим вмістом мафічних мінералів.

а – граніт лужнопольовошпатовий; б – гранодіорит; в – сієніт; д – діорит

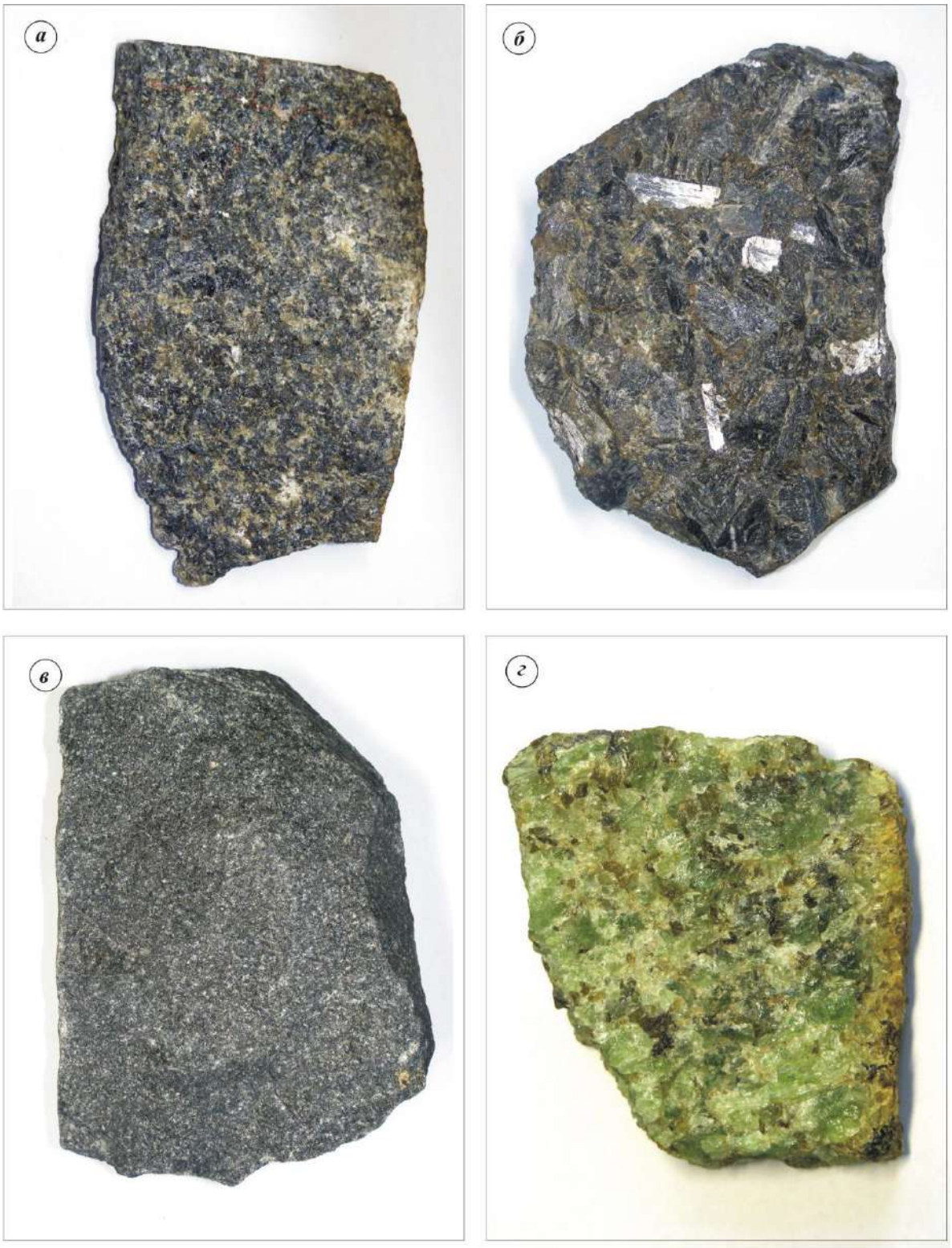
Рис. 16. Масивні явнокристалічні гірські породи [4]

Габро – ***рис. 17 а.*** Явнокристалічна порода піроксен-плагіоклазового складу. Має середньо- або крупнозернисту будову та темне забарвлення, зазвичай темно-сіре, сіре або зеленувато-сіре. Головні породотвірні мінерали – плагіоклаз та піроксен, вміст кожного коливається у діапазоні 35-65 %. Кварцу та лужного польового шпату немає або дуже мало. Типові другорядні мінерали – олівін, магнетит та ільменіт. У змінених різновидах можуть бути присутніми амфіболи. З габро часто плутають ***анортозити*** – ***рис. 17 б***, які відрізняються набагато більшим вмістом плагіоклазу >90 %. Усі інші представники родини габроїдів – норити, габронорити та троктоліти – відрізняються від габро лише під поляризаційним мікроскопом. Змінені габроїди набувають світлішого забарвлення, і їх можуть плутати з діоритами, від яких габро зазвичай відрізняється за більшим вмістом мафічних мінералів. Хоча, для більш надійного відрізнення габро від діоритів, слід використати мікроскопічні дослідження. Амфіболіти можна відрізнити від габро за високим вмістом амфіболів. Нарешті, грануліти відрізняються від габро за присутністю гранату.

Мікрогабро ***(діабаз) – рис. 17 в.*** Дрібнокристалічна порода піроксен- плагіоклазового складу. Незмінені мікрогабро мають темно-сіре забарвлення і візуально важко визначити їх склад. Але, за наявності вторинних змін забарвлення стає світлішим, і мікрогабро набагато краще виявляє свій склад та особливості будови. Щоправда, для їх ідентифікації слід використовувати збільшуване скло. Головні породотвірні мінерали – плагіоклаз та піроксен, у змінених мікрогабро до них звичайно долучаються амфіболи. У другорядних кількостях можуть бути присутніми хлорит, магнетит та ільменіт. При збільшенні видно, що дрібні рейковидні мікроліти плагіоклазу безладно розкидані на загальному тлі, формуючи близько половини об’єму або трохи більше. У проміжках між ними розташовуються мафічні та рудні мінерали. Мікрогабро найчастіше плутають з базальтами, від яких їх можна відрізнити за дрібнокристалічною структурою. На відміну від габро, мікрогабро є дрібнокристалічними.

Перидотит – ***рис. 17 г.*** Явнокристалічна порода піроксен-олівінового складу. Має середньо- або крупнозернисту будову. Забарвлення може змінюватись від доволі світлого зеленого до набагато темнішого зеленувато- сірого та бурувато-сірого. Головні породотвірні мінерали – олівін та піроксени. Олівін часто складає більше половини загального об’єму. У змінених перидотитах він у тій чи іншій мірі заміщується серпентином. Звичайними другорядними мінералами перидотитів є хроміт та магнетит. На перидотит дуже схожі ***дуніт*** та ***олівініт***, які більш ніж на 90 % складаються з олівіну. Між собою вони відрізняються за наявними рудними мінералами: у дуніті це хроміт, у олівініті – магнетит. Перидотити можна відрізнити від дещо схожих з ними габро та амфіболітів за повною відсутністю польових шпатів та інших салічних мінералів. Оскільки перидотити складаються виключно з

мафічних мінералів це проявляється у їх підвищеній густині 3,1-4,3 гр/см^3. Зразки перидотитів є відчутно важчими ніж зразки приблизно такого ж розміру у габро та амфіболітів.



а – габро; б – анортозит; в – мікрогабро; г – перидотит

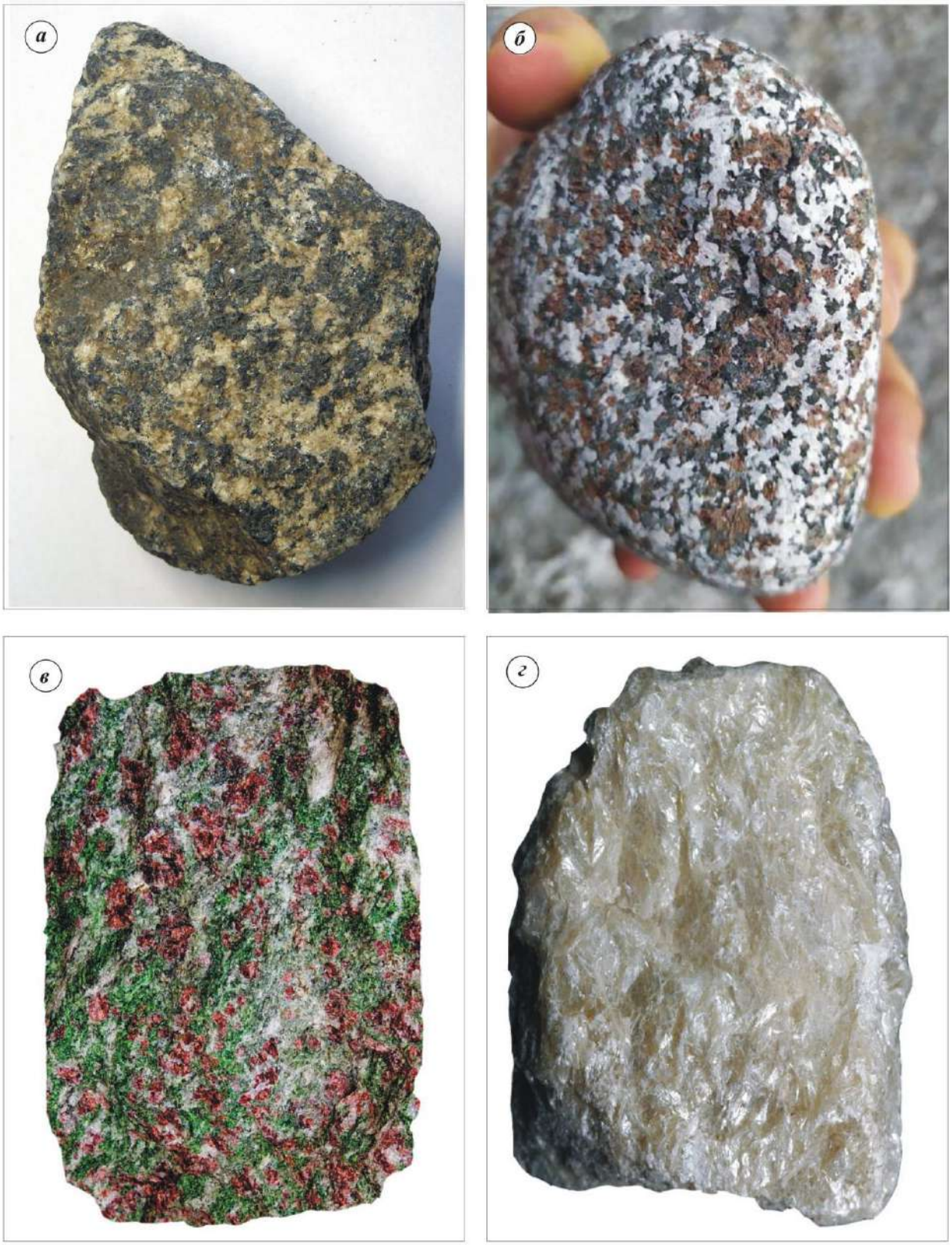
Рис. 17. Масивні кристалічні гірські породи [4]

Гранофельзи – групова назва, яку можна застосовувати для позначення кристалічних гірських порід метаморфічного походження, що мають масивну текстуру і позбавлені будь-якої сланцюватості. Метаморфічне походження гранофельзів визначається за геологічними формами їхнього залягання та/або за тими особливостями мінерального складу, що є не характерними для вищеописаних магматичних порід. Найбільш характерними представниками гранофельзів є *амфіболіт, гранулі́т, еклогі́т*, талькіт, *кварцит, мармур*.

Амфіболіт – *рис. 18а.* Явнокристалічна порода плагіоклаз-амфіболового складу. Зазвичай має середньо- або крупнозернисту будову та темне забарвлення, зокрема – темно-сіре, сіре або зеленувато-сіре. Головні породотвірні мінерали – амфібол та плагіоклаз. Амфібол часто займає більше половини загального об'єму. Кварцу та лужного польового шпату немає або дуже мало. У другорядних кількостях можуть бути присутніми гранат, епідот, магнетит, ільменіт. Зовнішньо амфіболіти дуже схожі на габро та діорити. Головною їх відмінністю є високий вміст амфіболу, що краще помітно у більш змінених зразках амфіболітів. Безумовно, найбільш надійною є діагностика амфіболітів у шліфах на поляризаційному мікроскопі.

Грануліт – ***рис. 18б.*** Явнокристалічна порода гранат-піроксен- польовошпатового складу. Може бути середньо- та крупнозернистою , а також дрібнокристалічною. Забарвлення варіює від світло-сірого – у різновидах збагачених на польові шпати до темно-сірого – у мафічних гранулітах. Головні породотвірні мінерали – польові шпати, піроксени та гранат. У різновидах збагачених на польові шпати звичайно наявна більша або менша кількість кварцу. У другорядних кількостях грануліти можуть містити біотит, амфібол, магнетит, ільменіт. Світлі грануліти можна сплутати зі звичайними гранітами, від яких вони відрізняються присутністю гранату та піроксенів. Більш темні мафічні грануліти зовнішньо схожі на габро та амфіболіти. Від габро їх можна відрізнити за присутністю гранату. На відміну від амфіболітів, грануліти або взагалі не містять амфіболу, або його вміст є незначним. Зауважимо, що польова діагностика гранулітів завжди має попередній характер і мусить бути підтверджена мікроскопічними методами.

Еклогіт – ***рис. 18в.*** Явнокристалічна порода гранат-піроксенового складу. Має середньо- або крупнозернисту будову. Забарвлення неоднорідне дрібно-плямисте. Загальну масу формують видовжені зерна зеленого піроксену – омфациту. На її тлі розкидані ізометричні кристали червоно-коричневого гранату – піропу. У другорядних кількостях можуть бути присутніми рутил та дистен. Оскільки еклогіти мають високий вміст мафічних мінералів, для них характерна підвищена густина. Їх зразки є відчутно важчими, порівняно з близькими за розміром зразками гірських порід, що є зовнішньо схожими на еклогіти. З еклогітами можуть плутати гранатові амфіболіти та мафічні грануліти. На відміну від них, у складі еклогітів повністю відсутні польові шпати, а також будь-які інші салічні мінерали.



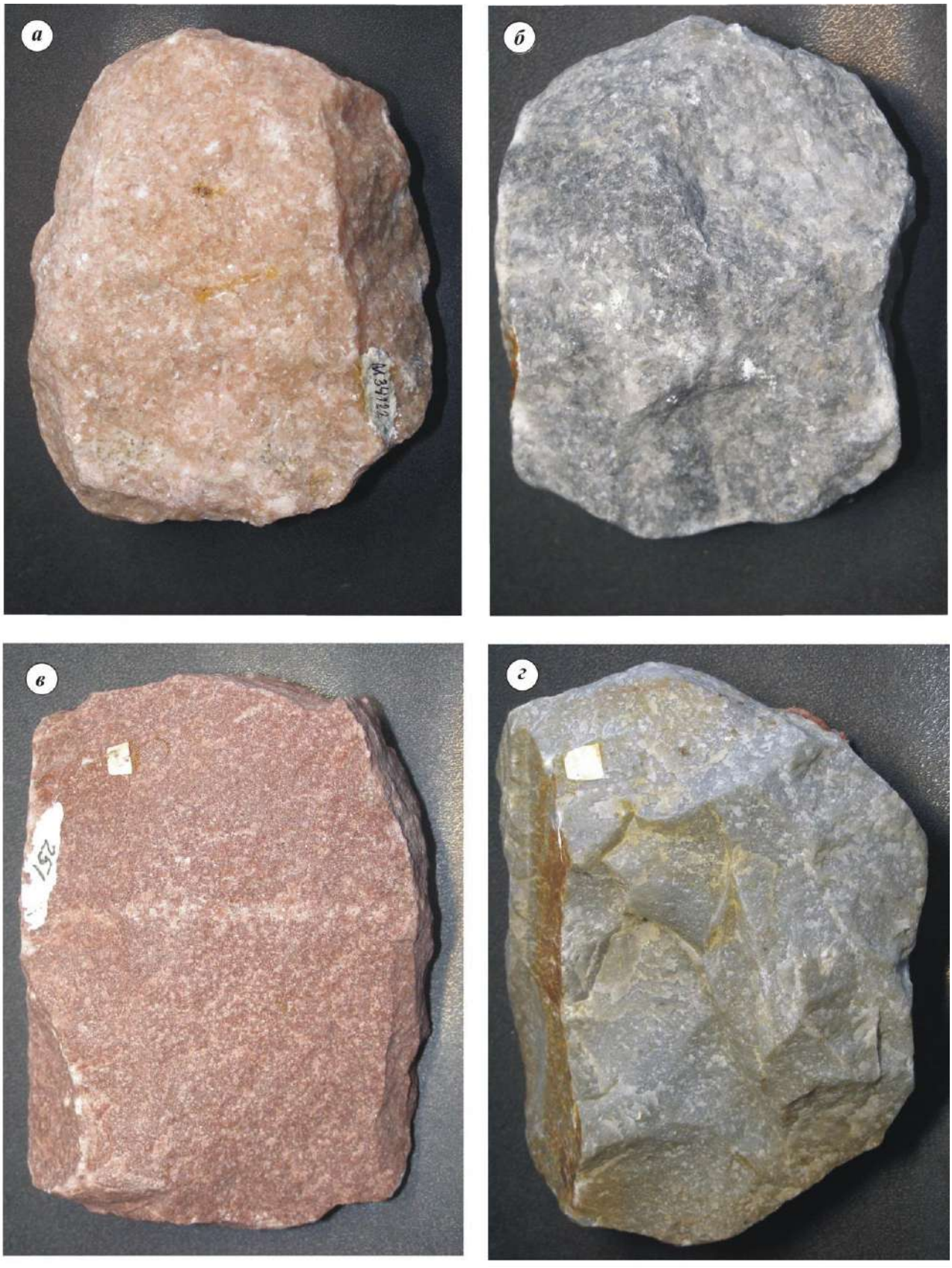
а – амфіболіт; б – гранулiт [4]; в – еклогіт [4]; г – талькіт [5].

Рис.18. Масивні явнокристалічні гірські породи

Талькіт ***(стеатит) – рис.19 г.*** Кристалічна порода суттєво-талькового складу. Може мати як явнокристалічну так і дрібнокристалічну будову. Кристалічність краще виявляється на свіжих зламах. Затерті поверхні у талькіту часто виглядають щільними афанітовими з масним блиском. Забарвлення біле, біло-сіре із зеленуватим або жовтуватим відтінком та перламутровим відблиском. Головний породотвірний мінерал – тальк, вміст якого перевищує 75% від загального об'єму. У другорядних кількостях можуть бути присутніми хлорит, променисті амфіболи, кальцит та магнезит. Від інших порід талькіт добре відрізняється дуже малою твердістю. Він масний на дотик, без зусилля шкрябається нігтем. Талькітом можна, майже як крейдою, писати на грубій тканині.

Мармур – ***рис.19 а-б.*** Кристалічна порода суттєво-карбонатного складу. Може мати як явнокристалічну так і дрібнокристалічну будову. Кристалічність краще виявляється на свіжих зламах. Затерті поверхні можуть виглядати афанітовими. Найчастіше мармури бувають білими, сірими, рожевими, червоними, жовтуватими, буруватими. Головні породотвірні мінерали – кальцит та/або доломіт, які складають більше половини загального об'єму. У другорядних кількостях можуть бути присутніми кварц, польові шпати, світлі слюди, серпентин, амфіболи, піроксени, олівін, шпінель. На відміну від схожих з ним кварцитів та деяких польовошпатових порід, мармур має помірну твердість. Його можна без зусилля шкрябати ножем. Кальцитовий мармур бурно із шипінням реагує з холодною соляною кислотою. Натомість, доломітовий мармур реагує із соляною кислотою у здрібненому стані або після підігріву.

Кварцит – ***рис.19 в-г.*** Кристалічна порода суттєво-кварцового складу. Як правило має дрібнокристалічну будову, хоча часто виглядає афанітовим. Забарвлення зазвичай світле. Кварцити бувають майже білими, сірими, рожевими, червоними, жовтуватими, буруватими та зеленуватими. Головний породотвірний мінерал – кварц, вміст якого перевищує 75% від загального об'єму. Польового шпату немає або дуже мало. У другорядних кількостях можуть бути присутніми мусковіт, біотит, хлорит, амфіболи, піроксени, гранат, турмалін, дістен, корунд, гематит, магнетит. Кварцити є дуже міцними та твердими породами. Вони зовсім не шкрябаються ножем, що відрізняє їх від дещо схожих мармурів та евапоритів. Від мікрогранітів вони відрізняються тим, що у їх складі зазвичай відсутні польові шпати або їх дуже мало. Відповідно поверхні зламу у кварцитах раковисті або нерівні, причому більшість зерен світлих мінералів не виявляють жодних ознак спайності.



а-б – мармури; в-г – кварцити

Рис. 19. Масивні кристалічні гірські породи [4, 8]

РОЗДІЛ 4. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

4.1 Класифікація фізичних властивостей гірських порід

Число фізичних властивостей гірських порід, що проявляються у взаємодії з іншими об'єктами і явищами матеріального світу, може бути як завгодно великим. Однак для практики гірничої справи важливими є лише ті властивості, котрі безпосередньо пов'язані з процесами сучасної гірничої технології.

В якості головної ознаки класифікації фізичних властивостей порід слід прийняти зовнішні поля, у взаємодії з якими ці властивості проявляються. За цією ознакою можна виділити такі класи фізичних властивостей гірських порід:

- густині;
- механічні;
- теплові;
- електромагнітні;
- радіаційні.

В табл.1.2 наведена класифікація властивостей з виділенням всередині класів відповідних груп [4, 9].

Рекомендовані символи для позначення вибрані з врахуванням їх не повторюваності і переважної відповідності позначенням, найпоширенішим в науково-технічній літературі.

В класифікаційній таблиці наведені значення величин в Міжнародній системі одиниць (СІ), а також в інших системах, що зустрічаються в технічній практиці, і подано коефіцієнти переводу в одиниці СІ.

В механікі гірських порід в основному потрібні знання про густини і механічні властивості, оскільки вони потрібні при розрахунках механічних процесів, що протікають в товщі порід при проведенні гірничих робіт. Але разом з тим становлять інтерес деякі інші властивості, показники яких досить чітко корелюють з напруженнями в гірському масиві і тому можуть використовуватися для оцінки діючих напружень.

Таблиця 1.2 Класифікація фізичних властивостей гірських порід [4]

Клас	Група	Назва	Позначення	Розмірність	Часто вживана одиниця вимірювання	Одинця вимірювання в СІ	Коеф. переводу в одиниці СІ
Густинні	Гравітаційні	Питома вага	γ_0	$L^{-2}MT^{-2}$	гс/см^3	Н/м^3	$0{,}981 \cdot 10^4$
		Об'ємна вага	γ	$L^{-2}MT^{-2}$	гс/см^3	Н/м^3	$0{,}981 \cdot 10^4$
	Структурні	Питома маса	ρ_0	$L^{-3}M$	г /см^3	кг/м^3	10^3
		Густина	ρ	$L^{-3}M$	г /см^3	кг/м^3	10^3
		Пористість загальна	$П$	–	–	–	–
		Пористість відкрита	$П_0$	–	–	–	–
Механічні	Міцнісні	Тимчасовий опір на одновісний стиск	$\sigma_{ст}$	$L^{-1}MT^{-2}$	кгс/см^2	Па	$0{,}981 \cdot 10^5$
		Тимчасовий опір на одновісний розтяг	$\sigma_р$	$L^{-1}MT^{-2}$	кгс/см^2	Па	$0{,}981 \cdot 10^5$
		Зчеплення	τ_0	$L^{-1}MT^{-2}$	кгс/см^2	Па	$0{,}981 \cdot 10^5$
		Кут внутрішнього тертя	φ	–	градус	рад	$\pi/180$
	Деформаційні	Модуль пружності	E	$L^{-1}MT^{-2}$	кгс/см^2	Па	$0{,}981 \cdot 10^5$
		Коефіцієнт поперечних деформацій	μ	–	–	–	–
		Модуль зсуву	G	$L^{-1}MT^{-2}$	кгс/см^2	Па	$0{,}981 \cdot 10^5$
	Акустичні	Акустична жорсткість	Q	$L^{-2}MT^{-2}$	г /(см^2•сек)	кг /(м^2•с)	10
		Швидкість поздовжньої хвилі в масиві	$v_{рм}$	LT^{-1}	см/сек	м/с	10^{-2}
		Коефіцієнт поглинання	$\alpha_з$	L^{-1}	см$^{-1}$	м$^{-1}$	10^2
	Реологічні	Параметри повзучості	$\alpha_п$ δ	– $T^{\alpha n-1}$	– сек $^{\alpha п-1}$	– с$^{\alpha n-1}$	– 1
	Гірничо-технологічні*						
Теплові	Властивості стану	Теплопровідність	λ	$LMT^{-3}\theta^{-1}$	ккал /(м · год·°С)	Вт/(м ·К)	1,163
		Температуропроводність	a	L^2T^{-1}	м^2/год	м^2/с	$2{,}78 \cdot 10^{-4}$
		Питома теплоємність	C	$L^2T^{-2}\theta^{-1}$	ккал /(кг·°С)	Дж /(кг ·К)	$4{,}1868 \cdot 10^3$
		Температурний коефіцієнт лінійного розширення	α	θ^{-1}	1/°С		

Продовження таблиці 1.2

Клас	Група	Назва	Позначення	Розмірність	Часто вживана одиниця вимірювання	Одинця вимірювання в СІ	Коеф. переводу в одиниці СІ
Електромагнітні	Електричні	Об'ємний питомий електричний опір	ρ_v	$LMT^{-3}\theta^{-1}I^{-2}$	ом· см	Ом· м	10^{-2}
		Діелектрична проникність	ε	–	–	–	–
		Тангенс кута електричного опору	$tg\delta$	–	–	–	–
		Електрична міцність	Enp	$LMT^{-3}\theta^{-1}I^{-1}$	кв /см	В/м	10^5
	Магнітні	Магнітна сприйнятливість	χ	–	од. СГС	од. СІ	4π
		Магнітна проникність	μ	–	–	–	–
		Залишкова намагніченість	I_r	L^2 I			
		Коерцитивна сила	H_c		од. СГС	А·м^2	10^{-3}
Радіаційні		Природна радіоактивність	A	T^{-1}	1/сек	1/с	1
		Лінійний коефіцієнт поглинання гама-випромінювання	K	L^{-1}	см$^{-1}$	м$^{-1}$	10^2
		Ефективний переріз поглинання нейтронів	Σ_n	L^2	см^2	м^2	10^{-4}
		Ефективний переріз розсіювання нейтронів	Σ_p	L^2	см^2	м^2	10^{-4}

4.2 Характеристика фізичних властивостей гірських порід

Густині властивості гірських порід проявляються в результаті дії гравітаційного поля Землі. Їх можна розділити на дві групи:

а) власне ***гравітаційні;***

б) ***структурні***.

До гравітаційних властивостей відносять питому γ_0 і об'ємну γ вагу порід, до структурних – їх питому масу або мінералогічну густину ρ_0 і густину (об'ємну масу) ρ абсолютну $П$ і відкриту пористість $П_0$.

Питома вага – *це вага одиниці об'єму твердої фази породи*, тобто

$$\gamma_0 = G_m / V_m , \qquad (4.1)$$

де G_m і V_m – вага і об'єм твердої фази зразка гірської породи відповідно.

Значення питомої ваги гірських порід залежить від питомої ваги породоутворюючих мінералів і змінюється в межах $(2{,}5 – 5)\cdot 10^5$ Н/м^3.

Об'ємною вагою *називають відношення ваги основних агрегатних фаз породи (твердої, рідкої, газоподібної) до об'єму, який вони займають:*

$$\gamma = G / V , \qquad (4.2)$$

де G – вага агрегатних фаз породи;

V – об'єм, який ці фази займають.

Об'ємна вага – це найбільш вживана густинна характеристика гірських порід, котра залежить від їх складу і структури. Вона завжди менша за питому вагу і лише для дуже щільних порід може наближатися до неї.

Питома маса – *це відношення маси твердої фази гірської породи до об'єму твердої фази:*

$$\rho_0 = m_m / V_m , \qquad (4.3)$$

де m_m і V_m – маса і об'єм твердої фази зразка гірської породи.

Об'ємна маса (густина) *гірської породи визначається як маса одиниці її об'єму (твердої, рідкої, газоподібної фаз, що є складовими частинами породи),* тобто

$$\rho = m / V , \qquad (4.4)$$

де m – вага агрегатних фаз породи;

V – об'єм, який ці фази займають.

Питому маса і густину породи можна виразити через її питому і об'ємну вагу:

$$\rho_0 = \gamma_0 / g, \tag{4.5}$$

$$\rho = \gamma / g, \tag{4.6}$$

де g – прискорення сили тяжіння.

На відміну від питомої і об'ємної ваги густина є параметром речовини в строгому фізичному змісті.

Найбільшу густину мають масивно-кристалічні виверженні породи, найменшу – осадові і деякі ефузивні (вулканічні туфи, пемзи). В цілому густина гірських порі змінюється в межах 2350–7600 кг/м^3.

Під **пористістю** *гірської породи розуміють сумарний відносний об'єм наявних в ній пустот (пор)*. Сумарний відносний об'єм відкритих (з'єднаних між собою) пор характеризує *відкриту* пористість $П_0$ гірської породи. Сумарний відносний об'єм закритих (замкнутих) пустот називають *закритою* або *ізольованою* пористістю $П_I$. Пористість, якою визначається рух в породі рідин і газів, називають *ефективною* пористістю $П_E$. *Загальна* або *абсолютна* пористість $П$ визначається сукупністю відкритих і закритих пор.

За розміром пори розділюють на три класи: над капілярні (>0,1 мм), капілярні (0,0002 – 0,1 мм), субкапілярні (<0,0002 мм).

Пористість *визначають у процентах, відносячи об'єм пор* v *до загального об'єму породи* V*:*

$$П = \frac{v}{V} \cdot 100. \tag{4.7}$$

Пористість гірських порід змінюється в широких межах, від часток процента до 90% і більше. Розрізняють породи з пористістю низькою ($<5\%$), зниженою ($5–10\%$), середньою ($10–15\%$), підвищеною ($15–20\%$) і високою ($>20\%$).

Механічні властивості характеризують поведінку гірських порід в різних механічних силових полях. Їх поділяють на ряд груп:

а) міцнісні, що характеризують граничний опір порід різного виду навантаженням;

б) пружні, що характеризують здатність порід до пружних деформацій під навантаженням;

в) акустичні, що характеризують умови передачі породами пружних коливань;

г) реологічні, що характеризують деформування порід в часі при заданих умовах навантаження.

Міцність – *це здатність порід чинити опір руйнуванню під дією прикладених механічних напружень*. Вона характеризується межею міцності при стиску і розтягу, зчепленням і кутом внутрішнього тертя.

Межею міцності σ *називають напруження, при якому зразок руйнується*:

$$\sigma = P/F, \qquad (4.8)$$

де P – руйнівне навантаження;

F – площа, на яку діє прикладене навантаження.

Межа міцності при одноосьовому стиску зразків гірських порід, або коротше міцність на стиск $\sigma_{ст}$ – найуживаніша характеристика міцності порід. Її найбільші значення для порід досягають 500 МПа (найміцнішими є базальти і кварцити), мінімальні значення вимірюються одиницями і навіть десятими частками МПа (мергель, гіпс, кам'яна сіль, насичена водою). Залежно від складу і структури порід навіть однієї петрографічної назви міцність на стиск може змінюватись у широких межах. Так, показник $\sigma_{ст}$ для різних базальтів змінюється в діапазоні $30 – 500$ МПа, гранітів $37 – 380$ МПа . Зазвичай міцність порід на стиск тим більша, чим більша їх густина.

Міцність на розтяг $\sigma_р$ гірських порід значно менша за міцність на стиск. Це одна із найхарактерніших особливостей гірських порід, яка визначає їх поведінку в полі механічних сил. Дійсно, для сталі і ряду інших матеріалів показники $\sigma_{ст}$ і $\sigma_р$, як відомо рівні між собою. Гірські породи ж погано протистоять зусиллям розтягу, поява яких в тих чи інших ділянках масиву порід при спорудженні гірничих виробок є критерієм небезпеки обвалювання порід і руйнування виробок. Пояснити таку властивість гірських порід можна так: через специфіку внутрішньої будови стискуючим зусиллям противиться увесь матеріал породи, а при розтягу зразка руйнування відбувається в найслабших місцях з'єднання мінеральних зерен.

Відношення $\sigma_р/\sigma_{ст}$ є вельми показовим для порівняльної характеристики різних порід. В механіці гірських порід його звичайно визначають у вигляді простого дробу з одиницею в чисельнику. Це співвідношення для різних порід коливається в межах $\frac{1}{5} \div \frac{1}{80}$, найчастіше в межах $\frac{1}{15} \div \frac{1}{40}$. Верхня межа $\frac{1}{5}$ відповідає глинистим породам, нижня – найбільш крихким породам (гранітам, пісковикам та ін.).

Міцність на зріз (зсув) характеризуються двома функціонально пов'язаними параметрами: зчепленням і кутом внутрішнього тертя породи. Цей функціональний зв'язок відомий як рівняння Кулона:

$$\tau_{зр} = \sigma_н tg\varphi + \tau_0, \qquad (4.9)$$

де $\tau_{зр}$ – напруження зрізу**;**

$\sigma_н$ – нормальне напруження при зрізі;

φ – кут внутрішнього тертя;

τ_0 – зчеплення.

Зчеплення τ_0 *характеризує граничний опір зрізу по площадці, на якій немає нормального тиску, тобто немає опору зрізним зусиллям за рахунок внутрішнього тертя.*

Кут внутрішнього тертя φ або **коефіцієнт внутрішнього тертя** $tg\ \varphi$ *характеризує інтенсивність збільшення зрізних зусиль із збільшенням нормальних напружень, тобто є коефіцієнтом пропорційності між приростом дотичних* $d\tau_n$ *і нормальних* $d\sigma_n$ *напружень при зрізі*:

$$tg\varphi = \frac{\tau_{n_2} - \tau_{n_1}}{\sigma_{n_2} - \sigma_{n_1}} = \frac{d\tau_n}{d\sigma_n}. \qquad (4.10)$$

Значення зчеплення гірських порід змінюється в межах від сотих часток (глини, мергелі, слабо зцементовані пісковики та ін.) до десятків МПа (міцні пісковики і масивно-кристалічні породи), кут внутрішнього тертя – від $10 \div 15$ для деяких глин до $35 \div 40$ для міцних масивно-кристалічних і метаморфічних порід (граніти, сієніти, кварцити та ін.) і грубозернистих сипучих порід (гальковики, грубозернисті піски та ін.).

Пружні властивості гірських порід характеризуються модулем пружності E при одноосьовому напруженому стані (модулем поздовжньої пружності або, інакше, модулем Юнга), модулем зсуву G, модулем об'ємної пружності K і коефіцієнтом поперечних деформацій μ (коефіцієнтом Пуассона).

Модуль пружності E *– це відношення нормальних напружень* σ_n *до відносної лінійної деформації зразка* $\varepsilon_l = \Delta l / l$ *в напрямі дії прикладеного навантаження*:

$$E = \frac{\sigma_n}{\varepsilon_l}. \qquad (4.11)$$

Модуль зсуву G *– це відношення дотичного напруження* τ *до відносного зсуву* θ :

$$G = \frac{\tau}{\theta}. \qquad (4.12)$$

Відносний зсув ще інколи називають кутовою деформацією. *Він характеризує зміну форми тіла, що деформується, і визначається із залежності*:

$$\theta = \frac{\pi/2 - \alpha}{\pi/2}, \tag{4.13}$$

де α – кут нахилу кожного прямокутного елементу тіла після його деформування.

Об'ємний модуль пружності *K*, або **модуль усестороннього стиску –** *це відношення рівномірного усестороннього напруження до відносної пружної зміни об'єму зразка*:

$$K = \frac{\sigma_V}{V\Delta/V}, \tag{4.14}$$

де $V\Delta/V$ – відносна пружна зміна об'єму.

Коефіцієнт поперечних деформацій μ, або **коефіцієнт Пуассона** *є мірою пропорційності між відносними деформаціями в напрямку, перпендикулярному до вектора прикладеного навантаження і паралельному йому*:

$$\mu = \frac{\Delta d/d}{\Delta l/l} = \frac{\varepsilon_d}{\varepsilon_l}. \tag{4.15}$$

Перераховані характеристики пружних властивостей функціонально зв'язані між собою такими співвідношеннями:

$$G = \frac{E}{2(1+\mu)}; \tag{4.16}$$

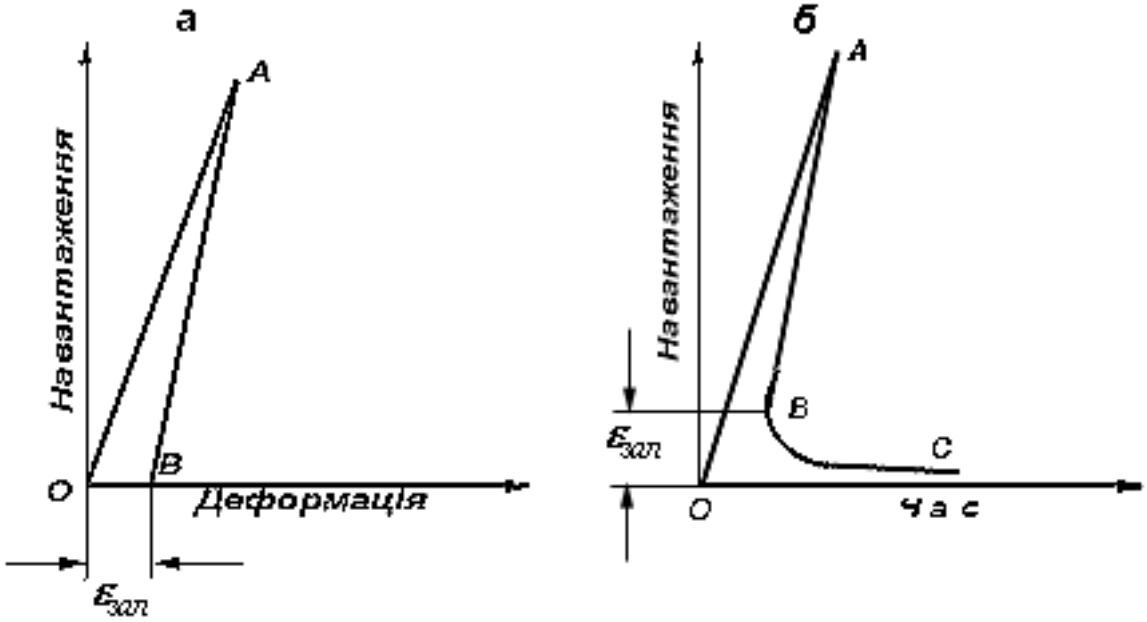
$$K = \frac{E}{3(1-2\mu)}. \tag{4.17}$$

Таким чином, знаючи дві з цих характеристик, можна розрахунковим шляхом визначити значення двох інших. Зазвичай експериментально визначають на зразках порід характеристики E і μ.

Модулі пружності різних порід змінюються в межах $(1\div3)\cdot10^3 - (1\div3)\cdot10^5$ МПа. Найменші значення модуля пружності мають пористі туфи, слабкі глинисті сланці, галіт, гнейси, філіти, а найбільші – у базальтів, діабазів, піроксенітів, дунітів, монтичеліту. Із збільшенням густини порід їх модуль пружності, як правило, збільшується. Модуль пружності шаруватих порід в напрямку шаруватості більший, чим перпендикулярно до нашарування.

Коефіцієнт поперечних деформацій ***μ*** гірських порід теоретично може змінюватися в межах від ***0*** до ***0,5***. Для більшості порід його значення коливаються в інтервалі значень від ***0,15*** до ***0,35***. Мінімальні значення ***μ*** мають деякі біотитові і вапнисті сланці, опал, філіти, гнейси (***0,01 – 0,08***), максимальні – деякі дуніти, амфіболіти (***0,40 – 0,46***).

Для реальних пружних твердих тіл закон Гука справджується лише приблизно. Зокрема, модуль деформації при навантаженні дещо менший чим при розвантаженні, що у випадку швидкого зняття навантаження зумовлює залишкову деформацію $\varepsilon_{зал}$ (рис. 20, а). Це явище називають **пружним гістерезисом**. Однак, з часом набута таким чином залишкова деформація зникає і тверде тіло відновлює свої розміри (рис. 20, б). Це явище називають **пружною післядією**.



OA – навантаження; ***AB*** – розвантаження; ***BC*** – зменшення залишкової деформації в часі

Рис.20. Пружний гістерезис (а) і пружна післядія (б)

Явища пружного гістерезисну і пружної післядії вказують на те, що деформації з часом можуть змінюватися.

Реологічні властивості характеризують зміну (зростання) в часі деформацій в гірських породах при постійному напруженні (**явище повзучості**), або зміна (зменшення) напружень при постійній деформації (**явище релаксації**). Повзучість і релаксація пов’язані з переходом пружних деформацій в залишкові пластичні.

До деякої величини напруження, яку називають **межею пружності** породи залишкові напруження при короткочасному навантаженні в ній практично не проявляються; деформації мають чисто пружний характер і при знятті навантаження зникають. Якщо ж значення напружень більші за межу пружності, то

наряду з пружними деформаціями виникають і пластичні, котрі зберігаються і після розвантаження породи.

Пластичні властивості можна охарактеризувати **коефіцієнтом пластичності**, *який є відношенням роботи* A_p,, *витраченої на руйнування певного об'єму реальної гірської породи до роботи* $A_{пр}$, *потрібної для руйнування такого ж об'єму породи, з тим же значенням межі міцності при стиску при умові ідеальної пружності породи*:

$$K_{пл} = A_p / A_{пр} . \qquad (4.18)$$

Якщо пластичність характеризує поведінку порід при напруженнях більших за межу пружності, то **повзучість** – *повільне наростання пластичних деформацій* – проявляється і при напруженнях, менших за межу пружності, але при достатньо тривалій дії навантажень. Явище, обернене повзучості називають релаксацією напружень. При релаксації пружні деформації в породі поступово переходять в пластичні, але загальна деформація з плином часу не змінюється. При цьому напруження зменшуються. Такі процеси характерні для реальних твердих тіл, в тому числі і для гірських порід. Вони є предметом вивчення спеціальної наукової дисципліни – реології (від грецького "рео" – текти) і мають глибоку фізико-хімічну природу. Вельми суттєву роль в проявленні незворотних деформацій відіграють дефекти структури матеріалів. Тому реологічні процеси можна розглядати як переміщення дефектів під дією зовнішніх навантажень. Однак, виключна складність визначення молекулярних констант і різноманітність структур реальних твердих тіл не дають змоги на сьогодні застосовувати рівняння зв'язку між напруженнями і деформаціями твердих тіл на мікроскопічному рівні. Через це здатність твердих тіл (в тому числі і гірських порід) до деформації в часі оцінюють на макроскопічному рівні, визначаючи взаємозв'язки напружень і деформацій у формалізованих рівняннях механіки суцільних середовищ. Тобто, такі рівняння не враховують реальний механізм явищ, що відбуваються.

Вельми характерною ознакою реологічних процесів, зокрема повзучості, є залежність деформації, що спостерігається в даний момент часу, від характеру всього процесу навантаження матеріалу, або, іншими словами, від усієї попередньої історії його деформування. Цю здатність реальних матеріалів називають *спадковістю.*

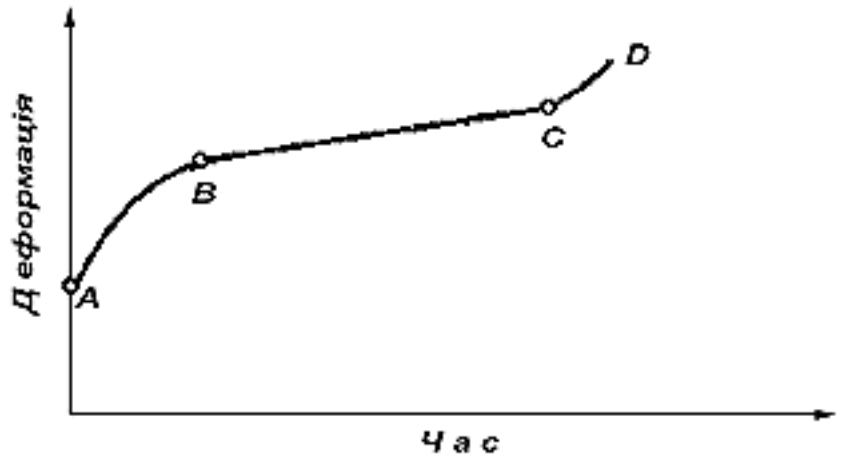
Як показують експерименти, особливістю більшості гірських порід є те, що залежність між приростом деформацій і приростом напружень не є лінійною – швидкість повзучості змінюється в часі. При цьому повна деформація в будь-який момент часу складається з двох складових: пружної деформації в момент прикладення навантаження і власне деформації повзучості.

На рис. 5 подано типову залежність деформації повзучості від часу при постійному навантаженні і температурі. За зміною швидкості повзучості

розрізняють три періоди. Протягом першого періоду спостерігається зменшення швидкості повзучості.

– **неусталена повзучість**. Протягом другого періоду швидкість повзучості залишається постійною – **усталена повзучість**. В третьому періоді швидкість повзучості, як правило, зростає і деформація закінчується руйнуванням твердого тіла.

Деформація в часі може бути математично описана шляхом абстрактного схематичного представлення гірських порід у вигляді деяких моделей з елементарних структурних одиниць, причому кожна з цих одиниць є пружним, пластичним або в'язким елементом. При цьому структурні одиниці, що мають пружні властивості, уподібнюються пружинам із законом деформування Гука:



AB – неусталена повзучість; ***BC*** – усталена повзучість; ***CD*** – руйнування

Рис. 21. Графік зміни деформації повзучості в часі

$$\sigma = E \cdot \varepsilon, \tag{4.19}$$

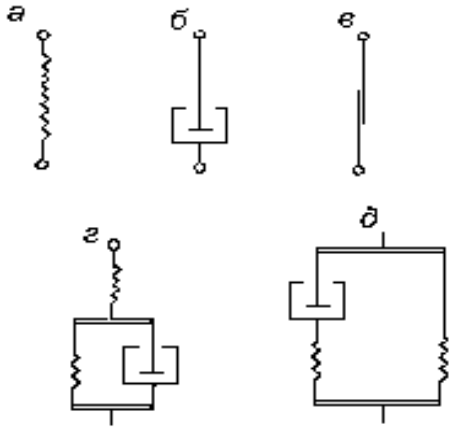
де σ – напруження;
ε – деформації;
E – модуль пружності (коефіцієнт пропорційності).

Структурні одиниці з в'язкими властивостями підлягають закону деформування Ньютона:

$$\sigma = \eta \cdot \frac{d\varepsilon}{dt}, \tag{4.20}$$

де $d\varepsilon/dt$ – швидкість деформування;
η – коефіцієнт в'язкості.

В моделі вони можуть бути представлені у вигляді поршня, заповненого в'язкою рідиною, з наскрізним отвором.



а – пружна модель (тіло Гука); ***б*** – в'язка модель (тіло Ньютона); ***в*** – модель пластичного тіла; ***г*** і ***д*** – моделі пружно-в'язких тіл

Рис. 22. Найпростіші реологічні моделі гірських порід

Пластичні властивості структурних одиниць моделюються сухим тертям. При цьому деформування відбувається лише при напруженнях, більших за деяку величину σ_m, яку називають межею текучості.

Зображення пружних, в'язких, пластичних елементів при побудові реологічних моделей гірських порід показані на рис. 22.

Деформування гірських порід може відображатися шляхом відповідного поєднання вказаних елементів. При цьому достатню відповідність реальному закону деформування можна досягнути вже при використанні трьохкомпонентних схем (рис. 22), закон деформування яких має вигляд:

$$\frac{E_1 \cdot E_2}{E_1 + E_2} \cdot \varepsilon + E_1 \frac{\eta}{E_1 + E_2} \cdot \frac{d\varepsilon}{dt} = \frac{\eta}{E_1 + E_2} \cdot \frac{d\sigma}{dt} + \sigma, \qquad (4.21)$$

де E_1, E_2 – відповідні модулі пружності пружних елементів.

Отже, щоб описати деформування гірських порід за допомогою структурних реологічних моделей потрібно знати модулі пружності і коефіцієнти в'язкості складових елементів.

Звичайно вид структурної моделі і параметри її елементів встановлюють за даними спеціальних експериментів, отримуючи сімейство кривих повзучості порід, що відповідають різним рівням діючих напружень. Через складність і трудомісткість таких експериментів цей шлях визначення реологічних властивостей порід використовують рідко. Однак, в майбутньому, по мірі розвитку техніки і методики експериментів він, імовірно, буде застосовуватися ширше, оскільки забезпечує визначеність і наочність фізичного змісту основних параметрів E_i та η_i.

Як характеристику реологічних властивостей гірських порід використовують також **період релаксації** – *час, за який напруження зменшуються в* ***е*** *разів (****е*** *=**2,72*** – основа натуральних логарифмів). Період релаксації залежить від початкового рівня напружень і ступеню в'язкості порід. Для міцних гірських порід значення періоду релаксації дуже великі, оцінюються в сотні тисяч років і навіть більше.

Міцність і пружність порід при тривалій дії достатньо великих навантажень зменшуються, асимптотично наближаючись до деяких граничних значень – границі тривалої міцності σ_∞ і граничного модуля тривалої пружності E_∞.Для більшості порід $\sigma_\infty = (0{,}7 \div 0{,}8)\ \sigma$, $E_\infty = (0{,}65 \div 0{,}95)\ E$.

Ще одним важливим показником властивостей гірських порід є їх **крихкість** – *здатність порід руйнуватися від прикладених навантажень без суттєвої залишкової (пластичної) деформації*. Крихкість характеризують **коефіцієнтом крихкості**, *який є відношенням роботи, затраченої на деформування зразка до межі пружності* $W_{кр}$, *до загальної роботи* $W_р$, *потрібної для руйнування цього зразка*:

$$K_{кр} = W_{пр} / W_р . \qquad (4.22)$$

Значення $K_{кр}$ для різних порід змінюється в доволі широких межах. Наприклад, для вапняків і мармуру $K_{кр} = 0{,}06 \div 0{,}07$, а для йоліт-уртиту $K_{кр} = 0{,}54$.

У крихких тіл межа міцності наближається до межі пружності. Прояв крихкості гірських порід суттєво залежить від тривалості дії сили. Динамічні, ударні навантаження спричинюють крихке руйнування породи, тоді як тривала дія навіть порівняно невеликих навантажень може призвести до пластичних деформацій.

Специфічною характеристикою, котра часто використовується в механіці гірських порід є **розпушуваність** – *здатність гірської породи займати в розпушеному стані більший об'єм порівняно з тим, який вона займала в масиві*. Показником розпушуваності є коефіцієнт розпушеності $K_р$ – відношення об'єму $V_р$ породи після її розпушення при руйнуванні до об'єму $V_м$ в масиві, тобто до розпушування:

$$K_р = V_р / V_м . \qquad (4.23)$$

Найменше розпушені при інших рівних умовах мають піщані і глинисті породи ($K_р = 1{,}15 \div 1{,}20$), найбільше – крихкі скельні породи ($K_р = 1{,}30 \div 1{,}40$).З часом розпушені породи ущільнюються, однак і після ущільнення вони не досягають початкової щільності в масиві, яка була до розпушення.

Акустичні властивості визначають умови розповсюдження в гірських породах пружних коливань. Вони характеризуються швидкістю розповсюдження пружних хвиль v, акустичним опором Q і коефіцієнтом поглинання α.

Серед різних пружних коливань в твердих тілах найбільший інтерес становлять поздовжні, поперечні і поверхневі (релеєвські) хвилі. В поздовжніх хвилях напрям коливання частинок породи співпадає з напрямом розповсюдження хвилі; в поперечних напрям коливання частин перпендикулярно до напряму розповсюдження хвилі. Поверхневі хвилі – це коливання поверхні середовища (поверхні зразка гірської породи).

Співвідношення між швидкостями **поздовжніх** v_P, **поперечних** v_S і **поверхневих** v_R пружних хвиль характеризується такою нерівністю:

$$v_P > v_S > v_S. \tag{4.24}$$

Швидкості розповсюдження пружних хвиль визначаються густиною, що характеризує масу, котра зміщується, і показниками пружності середовища, що зв'язують сили, що повертаються із зміщенням частин, котрі коливаються. Теоретичний взаємозв'язок цих швидкостей з деформаційними характеристиками і густиною середовища визначається наступними залежностями:

$$v_{Pm} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1-\mu}{(1+\mu)\cdot(1-2\mu)}}; \tag{4.25}$$

$$v_{Pc} = \sqrt{\frac{E}{\rho}}; \tag{4.26}$$

$$v_B = \sqrt{\frac{G}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \cdot \frac{1}{2(1+\mu)}}; \tag{4.27}$$

$$v_R = K_\mu v_S, \tag{4.28}$$

де v_{Pm} – швидкість поздовжньої хвилі в необмеженому середовищі,
v_{Pc} – швидкість поздовжньої хвилі в стержні;
K_v – безрозмірний коефіцієнт, що залежить від коефіцієнта поперечних деформацій (при $\mu=0,25$ $K_v=0,9194$, при $\mu=0,5$ $K_v=0,9553$).

Акустичним опором або **акустичною жорсткістю** *називають добуток густини гірської породи на швидкість відповідної хвилі*

$$Q = \rho \cdot v. \tag{4.29}$$

Він характеризує вплив властивостей середовища на інтенсивність (частоту) коливань в цьому середовищі I, яка, крім того, визначається ще й параметрами збудника коливань.

Так як гірські породи не є ідеально пружними твердими тілами, в них пружні хвилі затухають через поглинання енергії коливань внаслідок тертя, теплопровідності та інших ефектів. Це послаблення або затухання підчиняється закону експоненти і описується такими виразами:

$$A_x = A_0 e^{-\alpha_з x};\qquad (4.30)$$

$$I_x = I_0 e^{-\alpha_з x},\qquad (4.31)$$

де A_0 та I_0 – початкові амплітуда та інтенсивність коливань;
A_x та I_x –амплітуда та інтенсивність коливань після проходження хвилею в середовищі відстані x;
$\alpha_з$ – амплітудний коефіцієнт затухання.

Швидкість поздовжніх пружних хвиль є найуживанішою характеристикою. Її значення для різних вивержених порід змінюються, як правило, в межах ***3,5*** – ***7,0*** км/сек., досягаючи інколи до ***8,5*** км/сек. В осадових породах вона дещо менша і складає ***1,5 – 4,5*** км/сек , і лише в щільних вапняках досягає 6 – 7 км/сек. В неконсолідованих уламкових і незцементованих уламкових товщах вона ще менша (***0,1 – 2,0*** км/сек).

Із зростанням стискуючих зусиль швидкості пружних хвиль в гірських породах зростають.

РОЗДІЛ 5. ЕНЕРГЕТИЧНІ ЗАКОНИ РУЙНУВАННЯ (ДИСПЕРГУВАННЯ) КРИХКИХ ТІЛ

В основу визначення витрати енергії на подрібнення (диспергування) твердих тіл покладено енергетичні закони руйнування Ріттінгера і Кірпічова.

За **законом Ріттінгера** (1867 р.) "*робота, витрачена при подрібненні, пропорційна заново отриманій (оголеній) поверхні подрібненого матеріалу або ступеню подрібнення*".

За **законом Кірпічова** (1874 р.) "*енергія, необхідна для однакової зміни форми геометрично подібних і однорідних тіл, змінюється як об'єми або вага цих тіл*". Цей закон інколи називають **законом подібності** і формулюють іншими словами: *енергія, що витрачається на подрібнення геометрично подібних тіл при однаковому напруженому стані пропорційна об'ємам тіл, котрі руйнуються*.

За цими законами припускається, що при механічному руйнуванні фізична природа тіла залишається незмінною, а самі тіла структурно однорідні.

В 20^{х} роках минулого століття Ребіндер запропонував об'єднати ці два закони і користуватися єдиним законом – **законом Ребіндера**, за яким *вся робота подрібнення* A *складається з роботи* A_V*, котра витрачається на деформування тіла, що подрібнюється, і роботи* A_S*, котра витрачається на утворення нової поверхні*:

$$A = A_S + A_V\qquad (4.32)$$

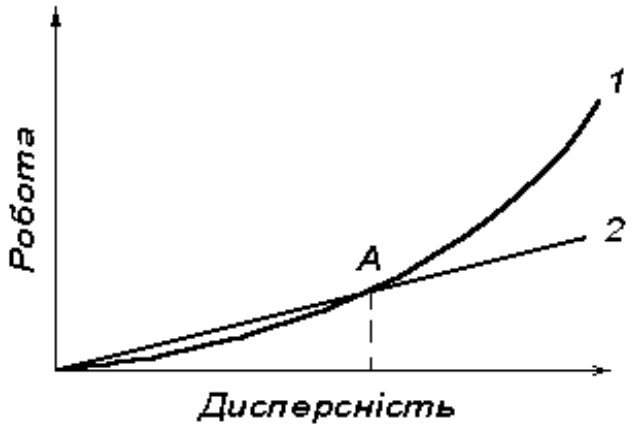
С.Є. Андрєєв, досліджуючи подрібнення руд, показав, що

$$A_S = k_1 \cdot D^2, \qquad (4.33)$$

$$A_V = k_2 \cdot D^3, \qquad (4.34)$$

де k_1, k_2 – коефіцієнти пропорційності, величина яких залежить від здатності матеріалу подрібнюватися і ступеню його подрібненості;
D – діаметр тіла, що подрібнюється.

Вирішальний вплив на витрати енергії в процесі руйнування має дисперсність (величина, обернена лінійним розмірам тіла) продуктів руйнування.



1 – за законом Ріттінгера; 2 – за законом Кірпічова

Рис. 23. Залежність роботи руйнування від дисперсності продуктів руйнування

Це пов'язано з тим, що площа утворених поверхонь при кожній наступній стадії подрібнення зростає лінійно, а сумарна робота згідно закону Ріттінгера із збільшенням дисперсності збільшується за ступеневим законом. Якщо ж виходити із закону подібності, то залежність роботи руйнування від дисперсності продуктів руйнування буде лінійною (рис.23), оскільки об'єм тіла і робота руйнування – постійні, а сумарна робота до заданої дисперсності дорівнюватиме добутку постійної величини роботи на число стадій подрібнення.

У випадку подрібнення тіла великих розмірів, тобто при малій дисперсності, витрати роботи за законом подібності будуть більшими, ніж за законом Ріттінгера. Точка A перетину кривих на рис. 7 відповідає розміру частин $0{,}5 - 1{,}0$ мм.

В зв'язку з цим Шрейнер Л.А. показав, що у випадку використання закону подібності потрібно враховувати масштабний фактор, тобто необхідно враховувати збільшення міцності тіла при зменшенні його лінійних розмірів.

Роботу руйнування одиниці об'єму за законом Кірпічова можна представити так:

$$A_V = \frac{\left(\sigma'_{cm}\right)^2}{2 \cdot E_{cm}}, \qquad (4.35)$$

де $\sigma'_{ст}$ – міцність на стиск при певних лінійних розмірах тіла, що подрібнюється.

Зміну $\sigma'_{ст}$ із зміною лінійних розмірів тіла Шрейнер Л.А. представляє у виді:

$$\sigma'_{ст} = \frac{a}{l} + \sigma_{ст}, \qquad (4.36)$$

де a – постійний коефіцієнт;

l – лінійні розміри тіла;

$\sigma_{ст}$ – міцність на стиск відносно великих зразків, коли масштабним фактором можна знехтувати.

Підставивши у вираз (4.33) замість $\sigma'_{ст}$ його значення з виразу (35), отримаємо:

$$A_V = \frac{1}{2E_{ст}} \cdot \left(\frac{a}{l} + \sigma_{ст} \right)^2. \qquad (4.37)$$

Сформульований таким чином закон подібності більше відповідає практичному процесу подрібнення. За формулою (36) можна визначити величину роботи руйнування одиниці об'єму при подрібненні для відомих початкових розмірів частин.

За розмірами частин, що утворилися при бурінні свердловин, можна робити висновки про ефективність руйнування порід різним породоруйнівним інструментом при різних режимах його роботи. Так, якщо під час буріння в продуктах руйнування переважає дрібна фракція, то, очевидно, з енергетичної точки зору процес руйнування малоефективний, оскільки в цьому випадку багато енергії витрачається на утворення нової поверхні, яка в продуктах руйнування буде дуже великою. Дрібні фракції продуктів руйнування гірських порід в процесі буріння створюють додаткові труднощі, забруднюючи промивальні рідини і змінюючи їх властивості.

Повністю уникнути отримання дрібних і дуже дрібних фракцій при бурінні не можна, так як їх утворення є закономірним наслідком самого процесу руйнування гірських порід. Однак, з енергетичної точки зору при виборі типу породоруйнівного інструменту і режиму його роботи потрібно намагатися, щоб частка дрібних фракцій в продуктах руйнування була як найменшою.

РОЗДІЛ 6. НАПРУЖЕНИЙ СТАН ГІРСЬКИХ ПОРІД В УМОВАХ ПРИРОДНОГО ЗАЛЯГАННЯ

6.1 Напружений стан гірських порід в земній корі зумовлений тиском розташованих вище порід і тектонічними процесами

Розглянемо випадок, коли напружений стан масиву порід зумовлений лише гравітаційними силами, тобто дією ваги порід, розташованих над розглядуваною точкою масиву. Для визначення напружень в будь-якій точці уявно виріжмо елементарний куб довкола цієї точки (рис. 24).

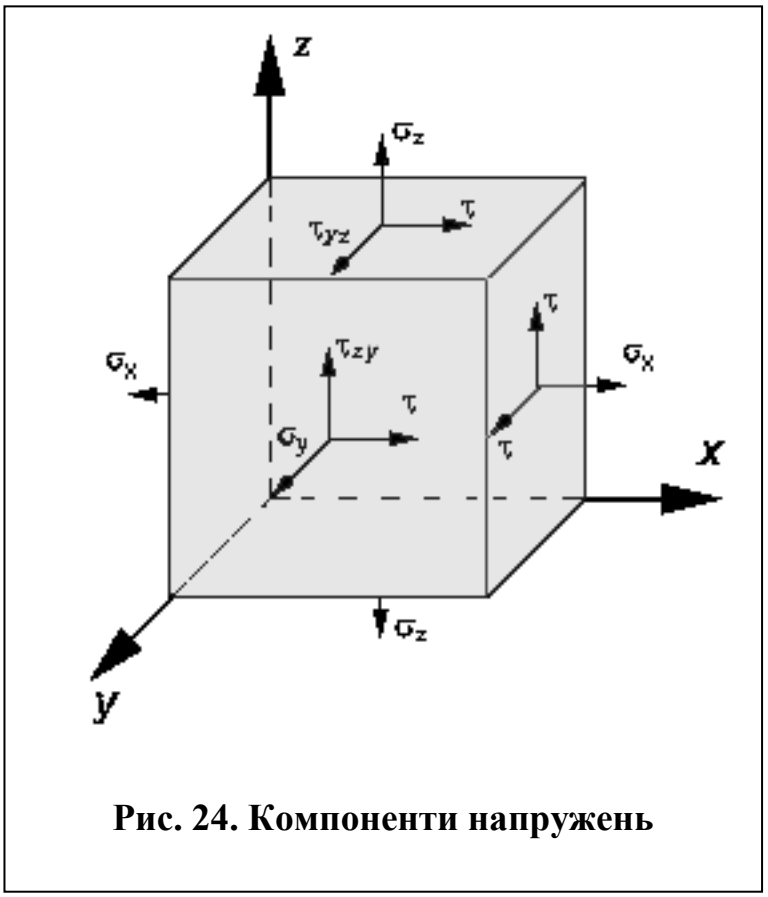


Рис. 24. Компоненти напружень

Замінимо дію відкинутих частин тіла напруженнями на гранях куба, котрі розкладемо по напрямах, паралельних до осей координат. Напруження, перпендикулярні до граней куба, називаються нормальними і позначаються σ, а ті, що діють в площині грані – дотичними і позначаються τ з відповідними індексами, як показано на рис. 24.

З умови рівноваги елементарного куба можна записати, що

$$\tau_{xz} = \tau_{zx}\,;\tau_{yz} = \tau_{zy}\,;\tau_{xy} = \tau_{yx}\,.$$

Таким чином, напружений стан в точці визначається шістьома компонентами напруження: $\sigma_x;\ \sigma_y;\ \sigma_z;\ \tau_{xz}\,;\tau_{yz}\,;\tau_{xy}$. Орієнтацію граней елементарного куба можна підібрати таким чином, щоб $\tau_{xz} = 0;\tau_{yz} = 0;\tau_{xy} = 0$. Тоді грані куба утворюють головні площадки, а відповідні нормальні напруження, які називають **головними нормальними напруженнями**, позначаються $\sigma_1;\ \sigma_2;\ \sigma_3$, причому

$$\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3 .$$

Сума нормальних напружень, що діють в трьох взаємно перпендикулярних напрямах, є величина постійна

$$\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z = \sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3 = 3 \cdot \sigma_0 , \qquad (4.38)$$

де σ_0 – середнє нормальне напруження (гідростатичний тиск в точці).

Аналогічно нормальним напруженням розглядаються головні дотичні напруження, які діють на площадках, що ділять пополам кут між двома відповідними напруженнями і проходять через третє головне напруження. Їх величину можна визначити за формулами:

$$\tau_1 = \frac{\sigma_2 - \sigma_3}{2}; \qquad (4.39)$$

$$\tau_2 = \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2}; \qquad (4.40)$$

$$\tau_3 = \frac{\sigma_1 - \sigma_2}{2}. \qquad (4.41)$$

Розглянемо випадок, коли напружений стан масиву порід зумовлений лише гравітаційними силами, тобто дією ваги порід, розташованих над розглядуваною точкою масиву.

При відсутності тектонічних рухів на ділянці земної кори напружений стан гірських порід, симетричний відносно вертикалі, що дає змогу охарактеризувати його двома компонентами в циліндричній системі координат:

$$\sigma_z = \sigma_3 \quad \text{і} \quad \sigma_r = \sigma_1 = \sigma_2 .$$

Вертикальні напруження σ_z в точці M пружного ізотропного масиву зумовлені вагою розташованих вище порід

$$\sigma_z = -\gamma \cdot z, \qquad (4.42)$$

де γ – середня об'ємна вага розташованих вище порід;
z – глибина залягання розглядуваної точки від земної поверхні.

Розглянемо умову рівноваги уявно виділеного елементарного куба з ребрами одиничної довжини, розташованими вертикально і горизонтально (див. рис. 25).

Цей куб стиснутий вертикальною гравітаційною силою σ_z, під дією якої він намагається стати коротшим у вертикальному напрямі і розширитися в горизонтальних напрямах. Але цьому розширенню протидіє реакція оточуючих порід.

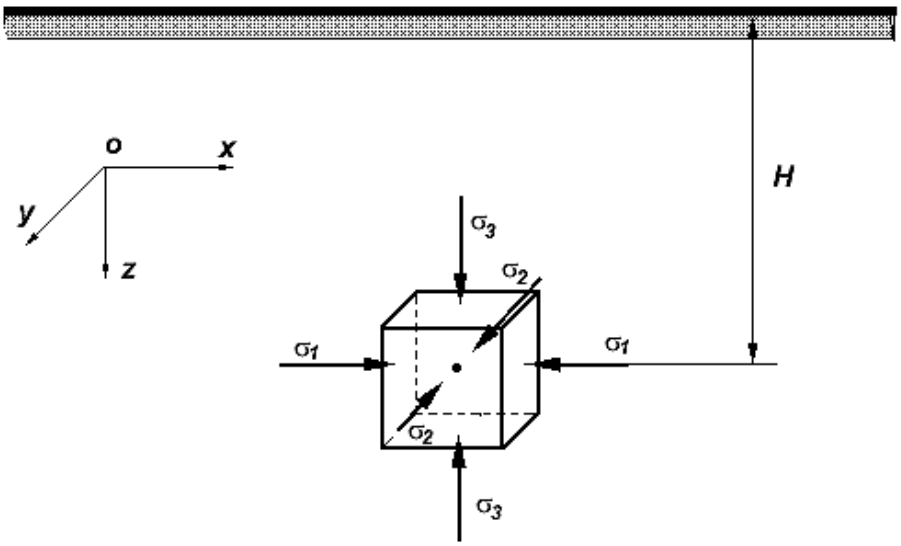


Рис. 25. Схема до розрахунку гравітаційних напружень в масиві порід

Останні тиснуть на вертикальні грані елементарного куба з реактивними силами, спрямованими перпендикулярно цим граням по осях ***Ox*** і ***Oy***. В результаті в кубі виникають стискуючі радіальні напруження ($\sigma_r = \sigma_1 = \sigma_2$).

Для визначення напружень σ_1 і σ_2 визначимо зміну довжини ребра елементарного куба в напряму осі ***Ox***. Якби на куб діяла лише вертикальна сила гравітації γH, то горизонтальне ребро куба видовжилося б на величину:

$$\varepsilon_1 = \mu \cdot \sigma_3 / E = \mu \cdot \gamma \cdot H / E, \qquad (4.43)$$

де μ – коефіцієнт поперечних деформацій (коефіцієнт Пуассона);
E – модуль поздовжньої пружності породи.

Але крім того, стиснення від тиску оточуючих порід σ_2 в напряму осі ***Oy*** спричинює видовження ребра куба вздовж осі ***Ox*** на величину:

$$\varepsilon_2 = \mu \cdot \sigma_2 / E. \qquad (4.44)$$

Тиск оточуючих порід σ_1 намагається зменшити довжину ребра куба вздовж осі ***Ox*** на величину:

$$\varepsilon_3 = \sigma_1 / E. \qquad (4.45)$$

Загальна зміна довжини куба вздовж осі ***Ox*** складає

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 - \varepsilon_3 = \mu \cdot \sigma_3 / E + \mu \cdot \sigma_2 / E - \sigma_1 / E. \qquad (4.46)$$

Однак сусідні частини гірської породи не дозволяють ребру деформуватися в горизонтальному напрямку Ox . Тому, прирівнявши рівняння (4.46) до нуля, підставивши в нього значення σ_3 з виразу (4.42) і прийнявши до уваги, що $\sigma_r = \sigma_1 = \sigma_2$, отримуємо умову

$$\varepsilon_r = \frac{1}{E}\left[\sigma_r - \mu \cdot \left(\sigma_z + \sigma_r\right)\right] = 0$$

З цієї умови отримуємо формулу Динника Н.А. для пружно напруженого стану гірських порід

$$\sigma_r = \frac{\mu}{1-\mu}\sigma_z = \frac{\mu}{1-\mu}\gamma \cdot z. \qquad (4.47)$$

В загальному випадку

$$\sigma_r = \lambda \cdot \gamma \cdot z. \qquad (4.48)$$

Величина λ називається **коефіцієнтом бокового розпору**. Цей *коефіцієнт показує, яку частку абсолютної величини активного навантаження складають реактивні сили чи напруження, котрі діють в площині, перпендикулярній до напрямку активного навантаження, за умови, що в масиві немає можливості деформування порід.*

В розглядуваному випадку активними є напруження, зумовлені силами гравітації, тобто напруження σ_z , спрямовані вертикально вниз; реактивними є радіальні напруження σ_r , що діють в точці масиву M.

В результаті релаксації відбувається вирівнювання напружень в земній корі, тобто $\lambda \to 1$. В [ ] відзначається, що в більшості випадків можна прийняти умови $\lambda \to 1$ і $\sigma_z = \sigma_r$. Це означає, що гірські породи знаходяться в умовах рівномірного усестороннього стиску.

Природні напруження в земній корі прийнято називати **гірським тиском**.

Вертикальну складову гірського тиску називають **геостатичним** або **повним гірським тиском**, а *горизонтальну складову* $\sigma_z = \sigma_r$ – **боковим тиском**.

Для тектонічно спокійних регіонів геостатичний тиск на глибині z визначають за формулою

$$p_Г(z) = \int_0^z \left[\left(1 - П\right) \cdot \rho_м + П \cdot \rho_ф\right] \cdot g \cdot dz, \qquad (4.49)$$

де $\rho_м$ і $\rho_ф$ – відповідно мінералогічна густина порід і густина флюїду як функції глибини;
$П$ – пористість порід як функція глибини;
g – прискорення вільного падіння.

В інженерних розрахунках гірський тиск визначають дискретно по інтервалах (товщах) літологічно однорідних порід.

Градієнт геостатичного тиску

$$grad\ p_Г = p_Г \cdot (z)/z. \qquad (4.50)$$

Пористі гірські породи або породи-колектори, якими є більшість осадових порід, завжди насичені рідиною або газом. Тиск порової рідини прийнято називати **пластовим** *тиском у випадку відкритої пористості* і **поровим** *тиском у випадку ізольованої пористості.*

Тобто термін "поровий тиск" на відміну від пластового застосовують для пластів, складених практично непроникними гірськими породами (наприклад, глинами).

В нормальних умовах величина пластового тиску $p_П$ приблизно дорівнює гідростатичному тиску води

$$p_П = \gamma_в \cdot z. \qquad (4.51)$$

Градієнт $grad\ p_п$ і коефіцієнт аномальності пластового тиску $k_а$ знаходять за формулами:

$$grad\ p_П = p_П(z)/z; \qquad (4.52)$$

$$k_а = p_П(z)/\rho_в \cdot g \cdot z, \qquad (4.53)$$

де z – глибина залягання пласта;
$\rho_в$ – густина прісної води.

В ряді випадків пластові тиски характеризуються відхиленням від нормального в будь-яку сторону ($k_а \neq 1$). **Аномально низькі (АНПТ)** і **аномально високі (АВПТ)** пластові тиски зумовлені рядом факторів, пов'язаних з геологічною будовою району залягання порід.

АНПТ на великих глибинах зустрічаються рідше. Основні причини утворення АНПТ:

– часткове розвантаження гірського тиску, що є причиною збільшення порового простору;

– велика альтитуда устя свердловини, більша за рівень ґрунтових вод;

– некомпенсований відбір флюїду з пласта при експлуатації свердловини.

Нормальний пластовий тиск виникає в гідравлічно відкритій системі, в якій відбір флюїду компенсується припливом з області "живлення".

На противагу цьому пласти з АВПТ є гідравлічно закритою системою, тобто нормальні і аномальні пластові тиски співіснують лише в тому випадку, якщо вони розділені бар'єром тиску. Бар'єр тиску заважає проходженню через нього великих об'ємів флюїду і може бути фізичного, хімічного і змішаного походження. В літологічному відношенні бар'єр тиску представлений породами-неколекторами (глинами, алевролітами, солями та ін.).

Наявність зон АНПД пов'язана з геологічними, геохімічними і механічними процесами: в результаті локальних і регіональних тектонічних рухів; невідповідності швидкості седиментації і умов накопичення відкладів; діагенезом, пов'язаним з утворенням нових мінералів чи перекристалізацією речовини у відкладах; за рахунок осмотичних явищ; за рахунок гідравлічного зв'язку з глибоко залеглими пластами, що мають підвищений тиск тощо.

Розглянемо вплив тиску рідини в порах на напружений стан скелету пористої гірської породи, для чого виберемо ідеальну модель твердого пористого тіла і виріжмо з неї одиничний елемент (рис. 26).

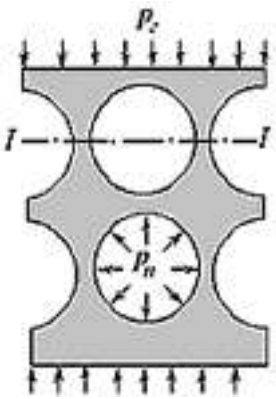


Рис. 26. Модель пористої породи

Зверху на одиничну площадку діє геостатичний тиск

$$p_Г = \gamma \cdot z. \qquad (4.54)$$

Якби увесь вертикальний тиск сприймався скелетом породи, то напруження в скелеті в січенні ***I-I*** було б максимальним

$$\sigma_{max} = - p_Г / \nu . \qquad (4.55)$$

Тут ν – частка одиничної площадки, яку займає скелет в розглядуваному січенні.

Але рідина, що знаходиться в порах, сприймає навантаження, рівне $p \cdot (1 - \nu)$. Тому напруження в скелеті дорівнює:

$$\sigma_c = - \frac{p_Г - p \cdot (1 - \nu)}{\nu} = -\left[\sigma_{max} - p\left(\frac{1 - \nu}{\nu} \right) \right]. \qquad (4.56)$$

Позначимо $\frac{1 - \nu}{\nu} = \eta$, тоді

$$\sigma_c = -(\sigma_{max} - \eta \cdot p). \qquad (4.57)$$

Величина η залежить від пористості і структури порового простору. З формули (4.57) видно, що із збільшенням пластового тиску вертикальне навантаження на скелет зменшується. Якщо $p = p_Г$, то

$$\sigma_c = -p_Г .$$

Отже, по мірі наближення пластового тиску до геостатичного напружений стан скелету буде прагнути до рівномірного усестороннього стиску.

6.2 Рівномірний усесторонній стиск

Усесторонній стиск називають рівномірним, якщо виконується умова $\sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$. В цьому випадку дотичні напруження дорівнюють нулю. З третьої і четвертої теорій міцності випливає, що яким би великим не було середнє напруження ($\sigma_0 = \sigma_1 = \sigma_2 = \sigma_3$), в гірській породі не можуть виникнути ні залишкові деформації, ні руйнування. Гірська порода деформується лише пружно відповідно до закону Гука.

Ці висновки добре підтверджуються при випробуванні щільних однорідних порід і породоутворюючих мінералів. При деформуванні пористих гірських порід спостерігаються не лише залишкові деформації, але і їх руйнування, оскільки напружений стан скелету породи суттєво відрізняється від рівномірного усестороннього стиску. Таким чином, можна підсумувати, що при рівномірному усестороннього стику породоутворюючі мінерали і щільні породи можуть деформуватися лише пружно, а в пористих гірських породах крім пружних деформацій можливе ще й ущільнення за рахунок зменшення об’єму пор.

При рівномірному усестороннього стиску випробування порід і мінералів проводять для вивчення їх стискуваності, яка характеризується коефіцієнтом об’ємного стиску і об’ємним модулем пружності.

Під коефіцієнтом об’ємного стиску β розуміють відносне зменшення об’єму V із зменшенням тиску на 10^5 Па, тобто

$$\beta = \frac{1}{V_0} \cdot \frac{dV}{dp}, \qquad (4.58)$$

де V_0 – початковий об’єм при нормальних тиску і температурі.

Якщо при деформуванні зберігається закон Гука, то

$$\frac{dV}{dp} = \frac{V_0 - V}{p}. \qquad (4.59)$$

Підставивши (4.59) у вираз (4.58), отримаємо

$$\beta = \frac{V_0 - V}{V_0 \cdot p} = \frac{\varepsilon_V}{p}, \qquad (4.60)$$

а так як $p = \sigma_0$, то $\beta = 1/K$, де K – об'ємний модуль пружності, який визначають за формулою (4.14).

6.3 Особливості деформування і руйнування порід в умовах нерівномірного всестороннього стиску

З точки зору стійкості а також руйнування гірських порід, з яких складаються стінки гірничих виробок, найцікавішим є випадок нерівномірного усестороннього стиску, який має місце, коли хоча б одне з головних напружень не дорівнює двом іншим. В загальному випадку має місце умова

$$\sigma_1 \neq \sigma_2 \neq \sigma_3 \qquad (4.61)$$

Закономірності деформування порід в умовах нерівномірного усестороннього стиску досліджувало багато вчених (Байдюк, Шрейнер, Сеїд-Рза, Співак). Розглянемо результати цих досліджень. Результати випробувань мають вигляд залежностей $\sigma_i = f(\varepsilon)$ при певних значеннях початкової величини середнього тиску p. Узагальнений вигляд залежності $\sigma_i = f(\varepsilon)$ подано на рис. 27. На відрізках $0\,a_1$, $0\,a_2$, $0\,a_3$, $0\,a_4$ виконується закон Гука. На відрізках $a_2 b_2$, $a_3 b_3$, $a_4 b_4$ має місце перехідний процес, котрий закінчується або сталим пластичним деформуванням (відрізки $b_2 c_2$, $b_3 c_3$, $b_4 c_4$), або крихким руйнуванням (відрізок $a_1 c_1$). Якщо пластичні зсуви локалізуються в певних зонах зразка, то розвиток деформування супроводжується зменшенням σ_i і закінчується руйнуванням зразка. В цьому випадку модуль пластичності або дорівнює нулю, або є від'ємним.

Якщо пластичні зсуви рівномірно розподілені по зразку, то має місце зміцнення, тобто розвиток деформування спостерігається лише при зростаючому напруженні (відрізок $b_4 c_4$).

Але і цей процес закінчується другою перехідною зоною $c_4 d_4$ і далі – локалізацією деформації і руйнуванням.

Величина напружень, що відповідає точкам a_1, a_2, a_3 і a_4 позначається σ_{is} і називається межею текучості породи.

Величина напружень, що відповідає умові $d\sigma_i / d\varepsilon = 0$ називається міцністю породи і позначається σ_{ic} .

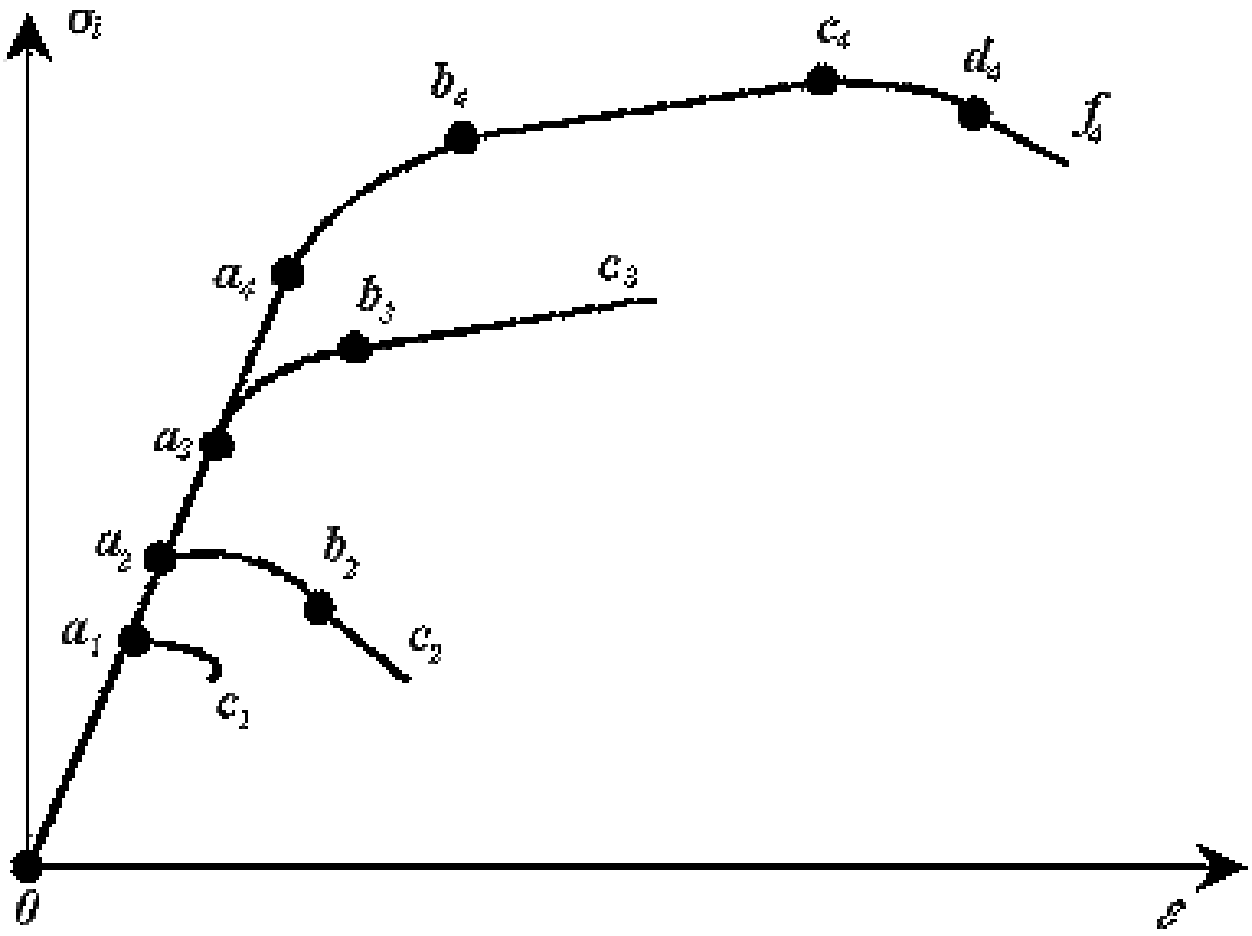


Рис. 27. Узагальнений вид залежностей σі від ε при різних значеннях початкового усестороннього стиску |p1|<|p2|<|p3|<|p4

З рис. 27 видно, що із збільшенням усестороннього стиску зростають як межа текучості, так і міцність породи. Крім того, спостерігається і зміна процесу пластичного деформування породи (від крихкого руйнування до деформування із збільшенням міцності).

РОЗДІЛ 7. НАПРУЖЕНИЙ СТАН ГІРСЬКИХ ПОРІД ДОВКОЛА БУРОВОЇ СВЕРДЛОВИНИ

7.1 МЕХАНІЗМ ПРОЯВЛЕННЯ ГІРСЬКОГО ТИСКУ. ПРУЖННИЙ РОЗПОДІЛ НАПРУЖЕНЬ

Розкриття масиву гірських порід свердловиною суттєво змінює їх напружений стан, оскільки тиск у свердловині, як правило, менший за боковий тиск порід. Стінки свердловини тривалий час залишаються незакріпленими і сприймають як змінні навантаження, так і фізико-хімічній дію промивної рідини, що знаходиться у свердловині. Ці фактори негативно впливають на стійкість гірських порід, що складають стінки свердловини, і можуть спричинити до їх значного деформування і навіть обвалювання. Із зростанням глибини свердловини ця проблема постає більш гостро.

Насамперед змалюємо фізичну картину механізму проявлення гірського тиску в масиві порід довкола пробуреної свердловини. Початкові умови можна сформулювати так.

Гірські породи масиву завжди знаходяться в напруженому стані, кількісною мірою якого є гірський тиск. Основним фактором, що формує початкове поле напружень гірського масиву є сила земного тяжіння.

Напружений стан гірських порід пов’язаний з певним запасом потенціальної пружної енергії, кількість якої пропорційна об’єму і глибині залягання порід.

Переходячи з одного напруженого стану в інший, гірські породи або накопичують, або віддають енергію. В другому випадку виконується робота з деформування, тобто переміщення частинок породи в просторі. Ці переміщення можуть відбуватися або лише в межах пружної деформації, тобто коло стану рівноваги, або супроводжуватися незворотними деформаціями.

Гірські породи слід розглядати як квазіпластичний матеріал, тобто приймається, що їх незворотне деформування призводить до порушення суцільності: утворюються мікро- і макротріщини, розриви; в межах пружних деформацій можуть виникати мікротріщини, які “заліковуються” при знятті навантажень. Робота з переміщення частинок породи в межах впливу свердловини призводить до зменшення потенціальної енергії пласта.

Вихідним для розв’язування більшості задач механіки гірських порід є уявлення про наявність в незайманому гірському масиві простого поля напружень – рівномірного усестороннього стиску. Якщо в процесі геологічного розвитку цей стан з якихось причин порушився, то за тривалий час внаслідок релаксації і квазіпластичного деформування рівноважний стан відновлюється.

Розкриття гірського масиву свердловиною порушує усталений стан *ізостазії*. Коло свердловини формується локальне негідростатичне силове поле з максимальною концентрацією напружень коло її стінки. Перерозподіл раніше існуючих

напружень коло гірничої виробки – фундаментальне положення теорії гірського тиску.

Нові напруження сприяють виникненню різко зорієнтованих деформацій. З точки зору порушень цілісності масиву найнебезпечнішими для гірських порід є розтягуючи і зсувні напруження. Якщо несуча здатність порід стає недостатньою, то коло свердловини формується деяка гранична область, де породи отримують увесь спектр квазіпластичних деформацій від крихкого руйнування до в'язкопластичної течії. В результаті утворення мікро- і макротріщин об'єм порід збільшується і вони переміщуються у свердловину. Відбувається розрядка пружної енергії пласта. Межа концентрації напружень може залишатися на стінці свердловини, якщо деформації мають характер повзучості, або пересуватися вглиб масиву, якщо деформації спричинюють руйнування породи.

Процеси перерозподілу напружень розвиваються в часі і відображають різні форми прояву гірського тиску. Ці процеси або закінчуються на стадії утворення нового поля напружень, коли деформації гірських порід залишаються пружними, або супроводжуються непружними, пластичними деформаціями. Непружне квазіпластичне деформування залежно від визначальних факторів спричинює або утворенню каверн (пустот на стінках свердловини), або звуження стовбура свердловини. В окремому випадку рівноважний стан наступить лише тоді, коли в свердловину буде "витиснуто" об'єм породи, рівний різниці об'ємів породи в "граничній" зоні до і після переходу в граничний стан.

Пружний розподіл напружень в гірських породах, розкритих свердловиною вперше теоретично було розкрито С.Г. Лехницьким (1938 р.). При розкритті масиву порід свердловиною з її боку має місце розвантаження порід. Для вертикальної свердловини задача осесиметрична відносно осі свердловини і розв'язана в циліндричних координатах. На рис. 28 подано розрахункову схему і умовні позначення.

Зміну напруженого стану порід можна описати такою системою рівнянь:

$$\sigma_z = -\gamma_n z; \tag{4.62}$$

$$\sigma_{rp} = \left(\lambda \cdot \gamma_n - \gamma_p\right) \cdot z \cdot \frac{r_c^2}{r^2} - \lambda \cdot \gamma \cdot z; \tag{4.63}$$

$$\sigma_{\theta p} = -\left(\lambda \cdot \gamma_n - \gamma_p\right) \cdot z \cdot \frac{r_c^2}{r^2} - \lambda \cdot \gamma; \tag{4.64}$$

де γ_p – питома вага рідини, що заповнює свердловину.

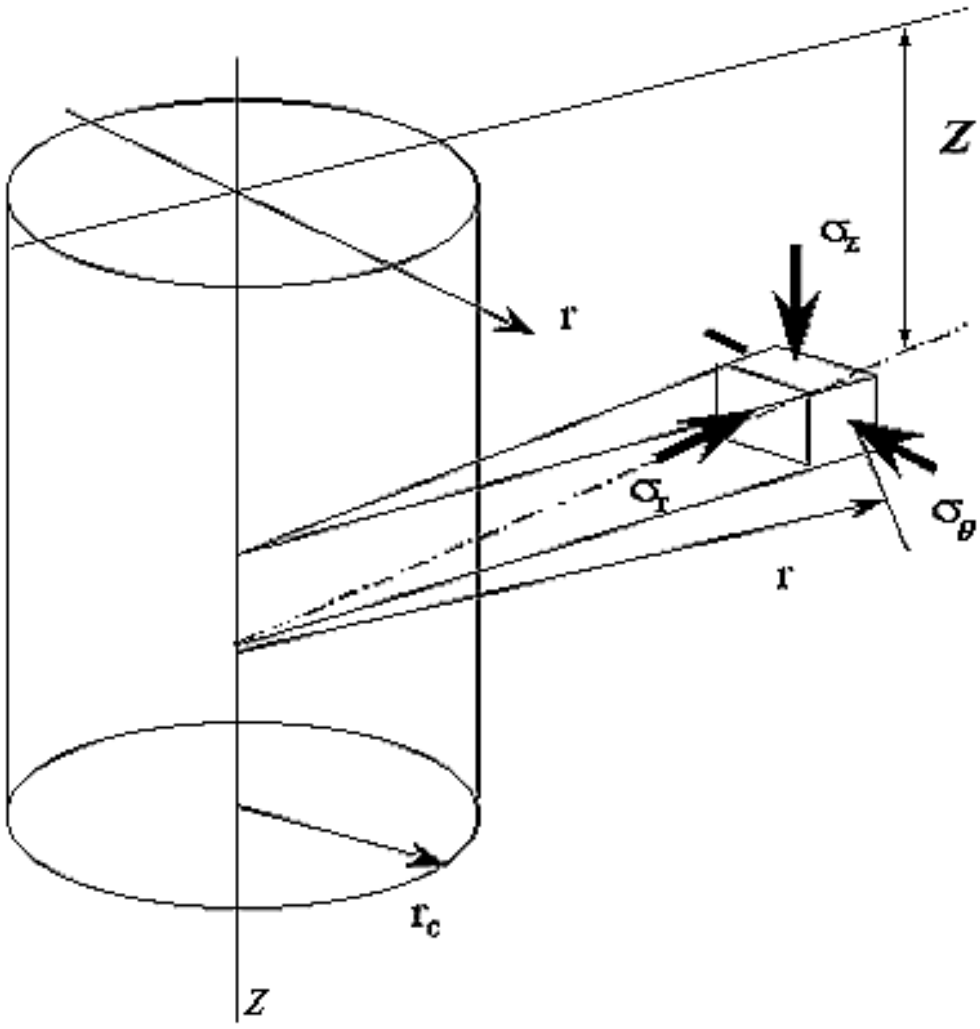


Рис. 28. Розрахункова схема для визначення напружень довкола вертикальної свердловини

На рис. 29 розподіл пружних напружень в горизонтальному напрямі від осі свердловини показано у вигляді графіків залежності у відносних координатах

$$\frac{\sigma}{\sigma_z} = f\left(\frac{r}{r_c}\right).$$

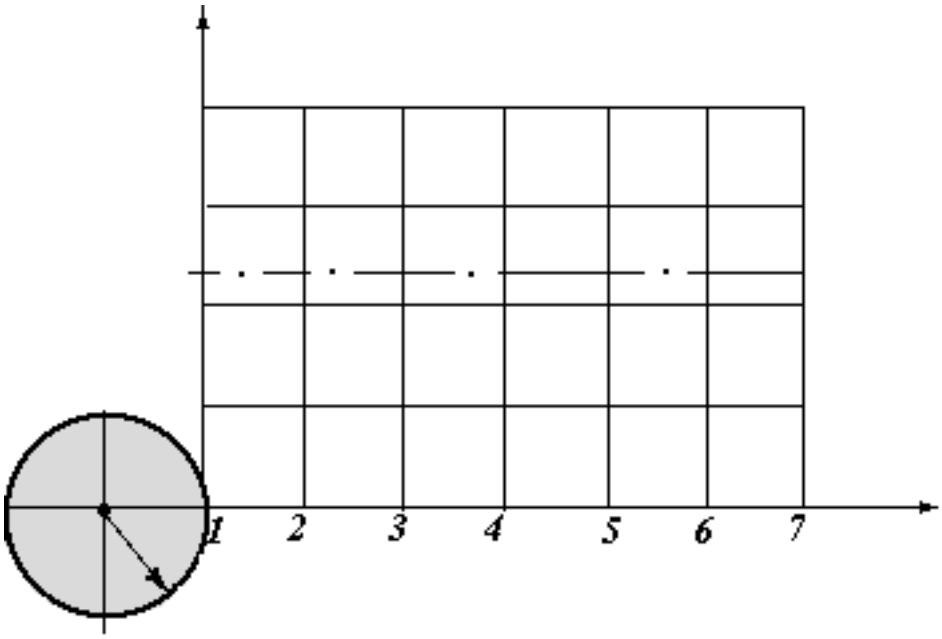


Рис. 29. Розподіл пружних напружень

Як видно з рис. 29 найбільша зміна напруженого стану порід має місце на стінці свердловини і зумовлена різницею між боковим тиском в гірських породах $\lambda\gamma z$ і гідростатичним тиском $\gamma_p z$. Вплив свердловини на напружений стан гірського масиву розповсюджується приблизно на відстань $(3–5)r_c$ від її центра.

Кільцеві напруження мають найбільші значення на контурі стовбура і по мірі віддалення від свердловини зменшуються до величини напруження в незайманому масиві.

Радіальні напруження навпаки збільшуються від значень, рівних на контурі стовбура тиску стовпа бурового розчину, до початкових в незайманому масиві.

Для оцінки впливу свердловини на напруження в масиві порід введено поняття *коефіцієнтів концентрації напружень*:

– кільцевих $k_\theta = \dfrac{\sigma_\theta}{\gamma_p z}$

– радіальних $k_r = \dfrac{\sigma_r}{\gamma_p z}$.

На відстані приблизно $(5–6)r_c$ вказані коефіцієнти стають практично рівними 1.

Із зменшенням гідростатичного тиску в свердловині зменшуються радіальні напруження σ_r на стінці і зростають тангенціальні напруження σ_θ. Причому напруження σ_θ гранично можуть перевищувати величину гірського тиску до двох разів (при $\gamma_p=0$ і $\lambda=1$).

Якщо гірський масив втратив стійкість і утворилася гранична область, напруження розподіляються дещо інакше, як показано на рис 30. Тут ***I*** позначено область непружних деформацій, ***II*** – область пружного деформування масиву, ***III*** – незайманий гірський масив.

Представлені залежності зміни напруженого стану гірських порід отримано при величині коефіцієнта бокового розпору $\lambda=1$.

Величина коефіцієнта бокового розпору певним чином впливає на концентрацію напружень по головних напрямках. В породах, які мають менше значення λ кільцеві напруження на контурі стовбура будуть більшими. Тому на стінках свердловини, що складені міцнішими породами (пісковики, вапняки, доломіти), слід очікувати більшу концентрацію напружень, чим на стінках, складених слабкішими породами (глинисті, соляні відклади).

Представлені залежності зміни напруженого стану гірських порід отримано при величині коефіцієнта бокового розпору $\lambda=1$.

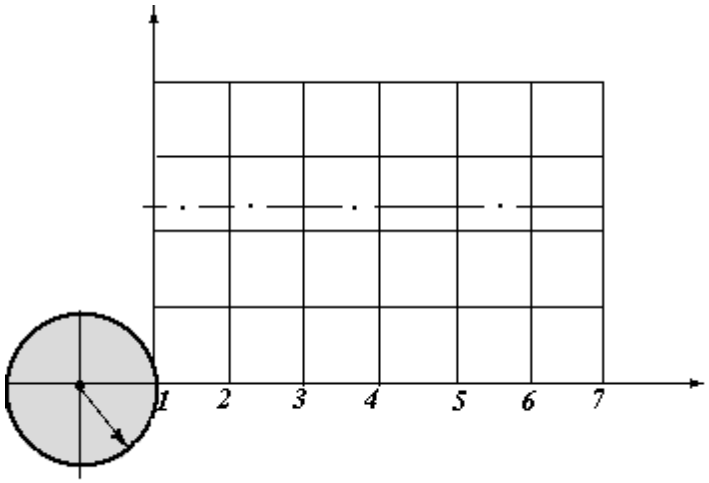


Рис. 30. Розподіл пружних напружень при втраті гірським масивом стійкості

Величина коефіцієнта бокового розпору певним чином впливає на концентрацію напружень по головних напрямках. В породах, які мають менше значення λ

кільцеві напруження на контурі стовбура будуть більшими. Тому на стінках свердловини, що складені міцнішими породами (пісковики, вапняки, доломіти), слід очікувати більшу концентрацію напружень, чим на стінках, складених слабкішими породами (глинисті, соляні відклади).

7.2 ТЕРМІЧНІ НАПРУЖЕННЯ В ГІРСЬКИХ ПОРОДАХ

В загальному випадку температура промивальної рідини, що заповнює свердловину, відрізняється від температури гірських порід, розкритих гірничою виробкою. Охолодження чи нагрівання стінок свердловини спричиняють виникненню термічних напружень в гірських породах . В наведено такі рівняння для розрахунку термопружних напружень:

$$\sigma_{zT} = \frac{\alpha \cdot E\left(T_C - T_0\right)}{2\left(1-\mu\right)\ln\frac{r_T}{r_C}} \cdot \left[1 - 2\ln\frac{r_T}{r} - \frac{2r_C^2}{r_T^2 - r_C^2}\ln\frac{r_T}{r_C}\right]; \qquad (4.65)$$

$$\sigma_{rT} = \frac{\alpha \cdot E\left(T_C - T_0\right)}{2\left(1-\mu\right)\ln\frac{r_T}{r_C}}\left[-\ln\frac{r_T}{r} - \frac{r_C^2\left(r^2 - r_T^2\right)}{r\cdot\left(r_T^2 - r_C^2\right)}\ln\frac{r_T}{r_C}\right]; \qquad (4.66)$$

$$\sigma_{\theta T} = \frac{\alpha \cdot E\left(T_C - T_0\right)}{2\left(1-\mu\right)\ln\frac{r_T}{r_C}}\left[1 - \ln\frac{r_T}{r} - \frac{r_C^2\left(r^2 - r_T^2\right)}{r^2\cdot\left(r_T^2 - r_C^2\right)}\ln\frac{r_T}{r_C}\right] \quad , \qquad (4.67)$$

де α – коефіцієнт теплового лінійного розширення;
E – модуль Юнга;
μ – коефіцієнт Пуассона;
T_C – температура на стінці свердловини;
T_0 – температура породи до розкриття її свердловиною;
r_T – радіус теплового впливу свердловини, який визначається так:

$$r_T \cong 2\sqrt{at}, \qquad (4.67)$$

де a – коефіцієнт температуропроводності;
t – час з початку нагрівання чи охолодження.

Байдюк Б.В. та Яремійчук Р.С. в [**] вказують, що при перепаді температури більш ніж $10\,℃$ термічні напруження мають той же порядок, що і напруження, зумовлені різницею між боковим тиском і гідростатичним тиском у свердловині.

Наприклад, при охолодженні величини усіх компонентів напружень зменшуються, змінюється і співвідношення між компонентами.

7.3 ГІДРОДИНАМІЧНІ КОЛИВАННЯ ТИСКУ

Гідродинамічні коливання тиску у свердловині також є причиною зміни напруженого стану гірських порід в пристовбурній зоні. Тиск у свердловині зростає більше за гідростатичний при роботі бурових насосів під час буріння за рахунок гідравлічного опору рухові рідини і при виконанні спуску бурового інструменту в свердловину за рахунок підтискання рідини. Тиск зменшується при підійманні інструменту за рахунок поршневого ефекту, а також при зменшенні рівня рідини у свердловині. Зміну напруженого стану в цьому випадку можна визначити таким чином.

Оскільки зміна гідродинамічного тиску не впливає на геостатичний тиск:

$$\Delta\sigma_z = 0\,. \tag{4.68}$$

Радіальні і кільцеві напруження визначають з рівнянь:

$$\Delta\sigma_r = \sigma_{rp} - \left[\left(\lambda p_г - p_C\right)\cdot\frac{r_C^2}{r^2} - \lambda p_г\right]; \tag{4.69}$$

$$\Delta\sigma_\theta = \sigma_{\vartheta p} + \left[\left(\lambda p_г - p_C\right)\cdot\frac{r_C^2}{r^2} + \lambda p_г\right], \tag{4.70}$$

де p_C – величина гідродинамічного тиску в свердловині на глибині z:

$$p_C = \gamma_p z \pm \Delta p, \tag{4.71}$$

Δp – гідродинамічні коливання тиску в свердловині.

Очевидно для гірських порід найнесприятливіші умови створюються при зменшенні тиску, тобто при підійманні інструменту із свердловини, коли має місце нерівність

$$\lambda p_г > \gamma_p z.$$

Використовуючи принцип суперпозиції (незалежності дії сил) , просумуємо напруження, зумовлені різними факторами, і отримаємо

$$\sigma_z = \sigma_{zp} + \sigma_{zT};$$

$$\sigma_r = \sigma_{rp} + \sigma_{rT} + \Delta\sigma_r;$$
$$\sigma_\theta = \sigma_{\theta p} + \sigma_{\theta T} + \Delta\sigma_\theta; \quad (4.72)$$

Результуючі напруження характеризують пружний розподіл напружень довкола свердловини, що буриться.

7.4 УМОВИ СТІЙКОСТІ СТІНОК СВЕРДЛОВИНИ

Втрата стійкості і руйнування гірських порід, з яких складені стінки свердловини, є небажаним ускладненням при бурінні. Це може статися у випадку, коли напруження в породі досягнуть граничного стану. При цьому буде мати місце або крихке руйнування, або пластична течія породи. Малачіханов Т.Б. пропонує використовувати для оцінки граничного стану умову текучості Мізеса

$$(\sigma_r - \sigma_\theta)^2 + (\sigma_r - \sigma_z)^2 + (\sigma_\theta - \sigma_z)^2 \le 2\sigma_s^2, \quad (4.73)$$

де σ_s – межа текучості гірської породи при одноосьовому стиску.

Для того, щоб не допустити втрати стійкості гірських порід стінок, потрібно відповідно підібрати тиск у свердловині. А вибір тиску у свердловині можна звести до вибору питомої ваги рідини, що заповнює свердловину. Якщо має місце лише різниця між гірським і гідростатичним тиском, для вибору питомої ваги промивальної рідини можна скористатися нерівністю

$$\gamma_p \ge \lambda\gamma - 0{,}57\frac{\sigma_s}{z}. \quad (4.74)$$

Якщо межа текучості породи суттєво залежить від величини усестороннього стиску, то у вираз (4.74) потрібно підставляти величину σ_{is}, що відповідає середньому напруженню

$$\sigma_0 = \frac{1}{3}(\sigma_r + \sigma_\theta + \sigma_z). \quad (4.75)$$

В цьому випадку при розрахунках слід користуватися методом послідовних наближень. В першому наближенні можна прийняти

$$\sigma_0 = \frac{1+2\lambda}{3}\cdot\gamma\cdot z. \quad (4.76)$$

При напруженому стані гірських порід, близькому до граничного, суттєвий вплив на стійкість гірських порід спричиняє режим роботи свердловини. При промиванні свердловини температура стінок змінюється в одному напрямі, а при припиненні циркуляції спостерігається зворотна зміна температури порід, з яких складаються стінки свердловини. Циклічне нагрівання і охолодження навіть із невеликою амплітудою може спричинити до втомних явищ на стінках свердловини. Тому

слід звернути увагу на питання тривалої міцності гірських порід стовбура свердловини. Це питання вивчено недостатньо. Як показали експериментальні дослідження Сеїд-Рзи М.К. спочатку (в межах десятка циклів навантаження) спостерігається збільшення межі текучості зразків (зміцнення), а далі – зменшення межі текучості. Закономірності зміни межі текучості породи при зміні температури такі ж, як і при зміні тиску. Тривала міцність зразків порід значно менша за початкову. Ступінь зменшення міцності залежить від амплітуди коливань тиску температури, а також величини різниці температури між рідиною і породою. Тривала міцність порід за даними Руппенейта К.В. для умов свердловини складає ***0,85 – 8,95*** від початкової. Симонянц Л.Є. для визначення умов міцності рекомендує за схемою випробування пустотілих циліндрів експериментально визначати різницю між гірським і гідростатичним тиском, що відповідає початку руйнування,

$$P_{ст} = p_г - p_C .$$

Показник $P_{ст}$ названо **статичною міцністю гірської породи**. Далі визначення умов стійкості стінок свердловини зводиться до визначення питомої ваги промивальної рідини за формулою

$$\gamma_р \geq \gamma - \frac{P_{ст}}{1{,}5z} . \qquad (4.77)$$

де ***1,5*** – запас міцності.

7.5 ГІДРОРОЗРИВ ПЛАСТА

При суттєвому збільшенні тиску у свердловині може статися **гідравлічний розрив пласта** або розкриття існуючих раніше тріщин, що спричинить поглинання пластом промивної рідини. Зовнішньо в процесі буріння гідророзрив пласта проявляється як різке збільшення поглинання рідини свердловиною при перевищенні певного тиску. На рис. 31 показано характерний графік залежності зміни тиску в свердловині при виконанні експериментального розриву пласта нагнітанням в свердловину рідини з постійною витратою. Спочатку тиск монотонно зростає до певної величини $p_{кр}$, а потім зменшується і надалі залишається постійним (цей тиск називають тиском нагнітання $p_н$. Скачок тиску $\Delta p = p_{кр} - p_н$ зумовлений утворенням початкової тріщини. Промислові ж дослідження показують, що у більшості випадків цього скачка немає. Це можна пояснити так: при гідророзриві в промислових умовах відбувається в основному розкриття природних тріщин і порушень суцільності масиву гірських порід. У випадку гідророзриву на стінках свердловини повинні бути розтягуючи напруження. Основний фактор, що протидіє гідророзриву – гірський тиск.

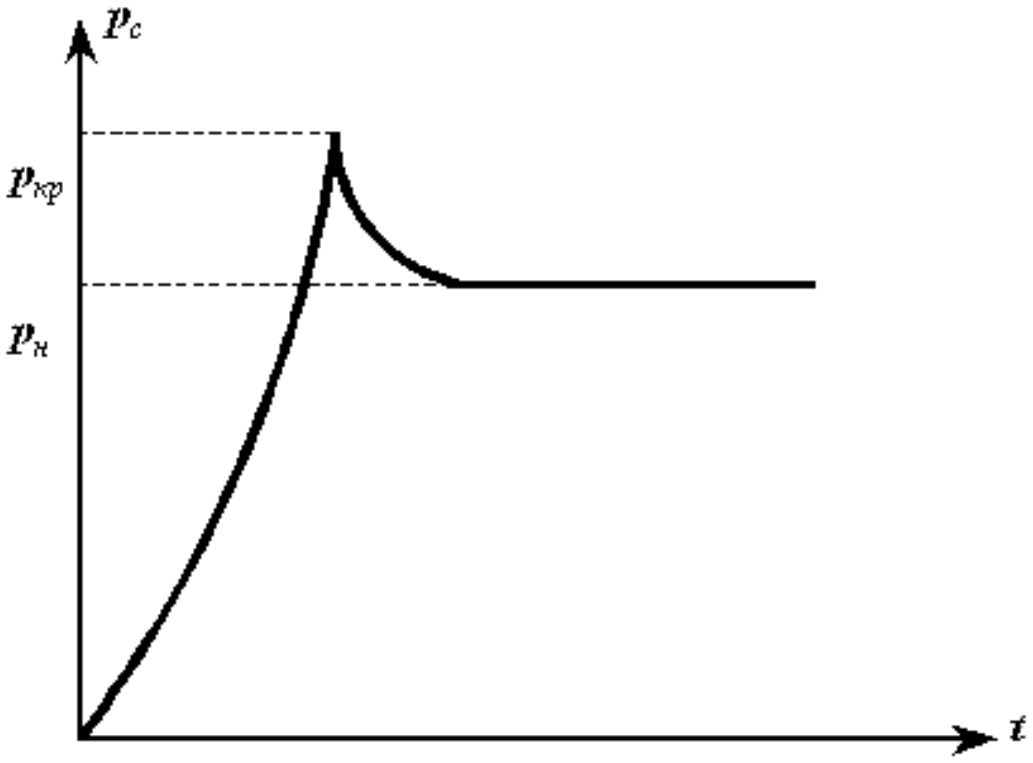


Рис. 31. Зміна тиску в свердловині при гідророзриві

Аналіз формул (4.62) –(4.64) показує, що при пружному розподілі напружень довкола свердловини розтягуючими можуть бути лише тангенціальні напруження σ_θ.

При $r=r_C$ з виразу (4.64) випливає, що

$$\sigma_\theta = p_C - 2\lambda p_г, \tag{4.78}$$

де p_C – тиск у свердловині на розглядуваній глибині.

Звідси випливає, що умові $\sigma_\theta>0$ відповідає умова

$$p_C > 2\lambda p_г. \tag{4.79}$$

Для більшості осадових гірських порід коефіцієнт Пуассона $\mu=0,1 \div 0,3$, чому відповідають значення коефіцієнта бокового розпору $\lambda=0,11 \div 0,43$. Підставляючи ці значення у вираз (4.79), отримаємо

$$p_C > (0,22-0,86)p_г.$$

В нормальних умовах пластовий тиск

$$p \approx 0{,}4\, p_г .$$

Нагнітання рідини в пласт можливе при $p_C > p$.Звідси

$$p_C > (0{,}40 - 0{,}86) p_г .$$

Таким чином, логічним є припущення про виникнення або розкриття вертикальних тріщин в гірських породах. Таке пояснення гідророзриву висовувалося Скоттом, Вірденом, Говардом та ін.

Християнович С.А. висунув іншу гіпотезу. В результаті пластичних деформацій найменш міцних порід (як правило, глинистих) може статися розвантаження гірського тиску довкола свердловини. Тоді при тисках менших за гірський можливе розкриття і горизонтальних тріщин.

Важливою характеристикою порід є критичний тиск гідророзриву $p_{кр}$. Оскільки визначити його аналітично не можна, то значення $p_{кр}$ визначають експериментально.

Коливання температури і гідродинамічного тиску в свердловині є причиною зменшення критичного тиску гідророзриву. В зв'язку з чим повинно розглядатися питання про тривалу міцність стінок свердловини.

7.6 ВПЛИВ СЕРЕДОВИЩА НА ДЕФОРМУВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД, ЩО СКЛАДАЮТЬ СТІНКИ СВЕРДЛОВИНИ

Гірські породи в умовах природного залягання, а також при розкритті їх свердловиною взаємодіють головним чином з рідким середовищем.

Механізм дії рідкого середовища на тверді тіла вивчався акад. Ребіндером П.А. та його учнями. Ними встановлено, що зміна процесів деформування і руйнування гірських порід під дією середовища зумовлені, в основному, фізико-хімічними явищами, що відбуваються на поверхні розділу тверде тіло – середовище, до яких відносяться змочування, адсорбція, розчинення.

За ступенем змочування усі тверді тіла поділяють на дві групи – гідрофільні і гідрофобні**. Гідрофільні тіла** *краще змочуються водою*, а **гідрофобні** – *краще змочуються вуглеводневими рідинами*. Майже усі гірські породи, котрі руйнуються при спорудженні свердловин, є гідрофільними тілами, тобто добре змочуються водою.

Адсорбція – *це процес концентрування речовин з газу або розчину на поверхні твердого тіла*.

Речовина, котра адсорбується називається **адсорбатом.**

Адсорбентом *називається тіло, на поверхні якого відбувається адсорбція*.

В процесі адсорбції концентрація адсорбату в поверхневому шарі буде тим більша, чим більша його фізико-хімічна спорідненість по відношенню до адсорбента і чим сильніше адсорбат зменшує поверхневу енергію адсорбенту. Такі речовини називаються поверхнево активними (ПАР).

Швидкість адсорбції речовин з розчину на поверхню твердого тіла незначна і зумовлена швидкістю дифузії в рідині. Для прискорення цього процесу розчини перемішують. Очевидно, при адсорбції пористою і тріщинуватою поверхнею гірської породи перемішування відіграватиме несуттєву роль.

При змочуванні і просяканні гірських порід водою їх міцність зменшується. Особливо сильно зменшується міцність пористих порід. В таких породах рідина по дрібних тріщинах і порах проникає вглиб породи і змочує її. У змоченої породи послабляються сили зчеплення по границях зерен, що її є причиною зменшення міцності. За деякими дослідженнями у найбільш пористих порід міцність на стиск після насичення їх водою зменшується на ***25 ÷ 45%.***

Дослідження Ребіндера, Шрейнера, Жигача показали, що рідина а особливо поверхнево активні речовини, проникаючи в пори і тріщини породи, не тільки зменшують поверхневу енергію твердого тіла, а й створюють розклинюючий ефект і зменшують внутрішнє тертя в твердому тілі при деформуванні, що в кінцевому результаті зменшує міцність. Цей ефект називають *ефектом Ребіндера*.

При просяканні водою масивних гірських порід, що мають незначну пористість, міцність зменшується несуттєво.

Якщо свердловиною розкриваються глинисті породи, вони в результаті змочування прісною водою набухають. Зустрічаються і такі глинисті породи, котрі обсипаються зі стінок свердловини, не набухаючи. Такі породи мають плитчасту або осколкову будову. Вода, відфільтровуючим з бурового розчину, проникає по границях осколків (блоків) углиб масиву і різко зменшує їх стійкість. Під дією змінного тиску і механічної дії бурового інструменту такі породи інтенсивно обсипаються у свердловину, ускладнюючи процес буріння.

Ще однією суттєвою причиною набухання, зменшення міцності і обвалювання глинистих порід є осмос.

Осмосом *називається таке явище, при якому молекули розчинника (у нашому випадку води) проникають через пористе середовище, а молекули розчиненої речовини затримуються на його поверхні, тобто спостерігається рух розчинника з області з низькою концентрацією розчиненої речовини в область з високою концентрацією*.

Концентрація іонів в дифузійному шарі глинистих порід дуже велика і пояснюється відтисканням води в процесі їх ущільнення. Розвантаження порід при розкритті їх свердловиною і контакт з промивальною рідиною створюють сприятливі умови для активного всмоктування води глинистою породою. Навіть незначне змочування різко зменшує глибину їх стійкого залягання.

При розбурюванні соляних відкладів промивальна рідина спричиняє їх інтенсивне розчинення. Проникаючи по тріщинах, вода їх розширює, порушує зв'язок між кристалітами, що призводить до руйнування породи.

Названі причини порушення стійкості і обвалювання стінок свердловини не тільки не усуваються шляхом збільшення питомої ваги промивальної рідини, а навіть усугубляються, оскільки із збільшенням перепаду тиску між свердловиною і пластом зростає швидкість фільтрації промивальної рідини. В розглянутих випадках основними засобами профілактики обвалювань є підбір таких промивальних рідин, які не розчиняють гірські породи і не взаємодіють з ними.

7.7 ПРОЯВ В'ЯЗКІСНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГІРСЬКИХ ПОРІД

В'язкісні (реологічні) властивості гірських порід проявляються на великих глибинах. Особливо відчутно їх прояв у глинистих, галоїдних і сірчанокислих породах.

В загальному випадку деформація і швидкість деформування порід залежать від величини напружень і швидкості їх зміни, часу дії напружень, властивостей рідини, що заповнює свердловину, температури тощо. Врахувати усі ці фактори одночасно надзвичайно важко. Тому на основі лабораторних випробувань або промислових спостережень підбирають набілиш відповідну модель реального тіла, котра має математичний опис, і визначають потрібні характеристики порід.

Співак і Попов експериментально вивчали повзучість порід пристовбурної зони свердловини і вплив на повзучість глинистих порід різних факторів. Ними отримано такі результати.

Повзучість глинистих гірських порід постерігається практично при будь-якому нерівномірному напруженому стані. У випадку, коли напруження близькі до межі текучості порід, свердловина буквально "запливає" на очах.

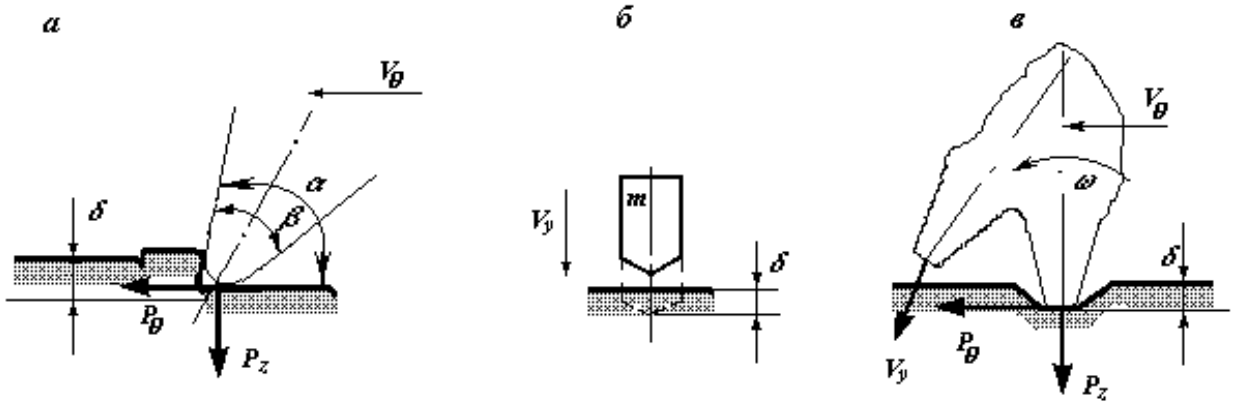
На кривих повзучості (рис. 21) чітко прослідкуються лише області неусталеної і усталеної повзучості. Час неусталеної повзучості для умов випробування складав не більше 30 хв. На процес повзучості наряду із статичним протитиском суттєво впливають температура порід і фізико-хімічна дія середовища. Коливання протитиску і температури рідини інтенсифікують процес деформування порід. Підбір неактивних засобів дає змогу істотно зменшити швидкість повзучості.

РОЗДІЛ 8. ОСНОВНІ ЗАКОНОМІРНОСТІ РУЙНУВАННЯ І ПОКАЗНИКИ МЕХАНІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГІРСЬКИХ ПОРІД ПРИ ВТИСКУВАННІ

8.1 ОСНОВНІ СХЕМИ ВЗАЄМОДІЇ ЕЛЕМЕНТІВ. ОЗБРОЄННЯ ДОЛОТА З ГІРСЬКОЮ ПОРОДОЮ

За принципом взаємодії з гірською породою усі механічні породоруйнуючі інструменти для буріння свердловин можна розділити на три класи: ріжуче-сколюючі, дроблячі і дробляче-сколюючі.

Схема взаємодії ріжуче-сколюючого інструменту з гірською породою показана на рис. 32, *а* .Зі схеми видно, що притиснутий до вибою з силою P_z елемент озброєння долота зрізає (сколює) породу, переміщуючись зі швидкістю V_θ .За цією схемою основними характеристиками умов руйнування породи є: швидкість руху V_θ, сили P_z і P_θ і властивості породи. За другою схемою (рис. 32, *б*) долото дроблячої дії здійснює прямі удари по поверхні вибою свердловини. Динамічний процес руйнування описується двома рівняннями – кінетичної енергії



а – різання-сколювання; б – дроблення; в – дроблення-сколювання

Рис. 32. Схеми взаємодії елементів озброєння долі з гірською породою

$T_к$ інструменту і потенціальної енергії деформування породи U :

$$T_к = \frac{mV_0^2}{2}; \qquad (4.80)$$

$$U = \int_0^{\delta_{max}} P_z(\delta) d\delta , \qquad (4.81)$$

де m – маса долота і ударної штанги;
V_0 – швидкість в момент удару долота по породі;
δ_{max} – максимальна глибина занурення долота в породу;
$P_z(\delta)$ – опір гірської породи проникненню долота.

Умова $T_к = U$ є основною при аналізі ударної взаємодії інструменту з гірською породою.

Найскладнішою є третя схема (рис. 16, *в*) взаємодії елементів озброєння доліт дробляче-сколюючої дії. Зуб долота, що взаємодіє в певний момент з породою, втискується в неї із зусиллям P_z і одночасно приймає участь в обумовленому кінематикою долота ковзанні зі швидкістю V_θ і обертанні з кутовою швидкістю ω.

В це же час сусідній зуб рухається до поверхні породи зі швидкістю V_y і ударяється об поверхню породи

$$\vec{V}_y = \vec{V}_\theta + \vec{V}_\omega , \qquad (4.82)$$

де $V_\theta = \omega \cdot r$ (r – відстань від вершини зуба до миттєвого центра обертання шарошки) .

В наступний момент часу навантаження перерозподіляється з першого зуба на другий, і перший зуб виходить з контакту з породою. Таким чином, кожен елемент озброєння долота періодично наносить по породі складні дробляче-сколюючі удари.

8.2 ФІЗИЧНІ ЯВИЩА ПРИ РУЙНУВАННІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Руйнування твердих тіл, в тому числі і гірських порід, відбувається або в результаті відриву (від нормальних розтягуючи напружень), або сколювання, зсуву, зрізу (від дотичних напружень). При розтягу порода руйнується переважно на відрив, при стискуванні – на сколювання.

Руйнування виникає не одночасно по всій поверхні, як це приймають в теоретичних розрахунках, а поступово, послідовно і починається з того місця, де напруження досягає граничних значень.

При руйнуванні на відрив спостерігаються дві зони поверхні розриву – дзеркальна і шорстка, яким відповідають дві стадії розриву – повільна і швидка. При деякому критичному навантаженні (і максимальній технічній міцності) повільна стадія переходить у швидку, коли розрив відбувається зі швидкістю, близькою до швидкості звуку у матеріалі. На основі дослідів встановлено, що тріщини ростуть і при навантаженнях, менших за критичні, але не так швидко. Цим і пояснюється

наявність повільної стадії розриву. Із збільшенням тріщин зростає швидкість розриву, і в момент, коли перенапруження коло вершини тріщини досягає теоретичної величини, процес набуває критичного характеру і переходить у швидку стадію.

Послідовність руйнування при сколюванні, зсуві і зрізові, в принципі, така ж, як і при відриві.

При обертовому бурінні енергія на руйнування гірських порід відбирається від інструменту, що обертається, через навантаження долота осьовою силою (притискуванням долота до вибою свердловини). Спостереження показують, що в конкретних умовах буріння момент опору обертанню долота можна приблизно визначати через осьове навантаження, тобто навантаження на долото можна розглядати умовно як параметр реалізованої енергії.

На рис.33 подано типовий графік залежності швидкості руйнування породи від навантаження на долото (при постійній швидкості обертання). Шрейнер Л.А. виділяє три характерні області зміни осьового навантаження, в яких процес руйнування відбувається по-різному.

I область. Швидкість руйнування гірської породи прямо пропорційна навантаженню і досить мала. Ніякого видимого руйнування на поверхні контакту гірської породи з інструментом нема. Утворення виробки в породі відбувається шляхом поступового зняття з поверхні найтонших шарів породи, тобто шляхом стирання за рахунок сил тертя. Такий процес руйнування породи називають **поверхневим стиранням**. Цей вид руйнування при бурінні найбільш невигідний. Механічна швидкість проходки при такому руйнуванні незначна, питома витрата енергії і питоме зношування інструменту найбільші. ***II область (перехідна)***. Пряма пропорційність між швидкістю руйнування гірської породи і навантаженням при переході з першої області в другу порушується. На поверхні контакту гірської породи з інструментом розвивається добре видима тріщинуватість. Це пояснюється втомними явищами при багатократній дії породруйнуючого інструменту на породу. В результаті наряду із зняттям тонких поверхневих шарів стиранням спостерігається викришуванням значних об'ємів з поверхні породи. Такий процес

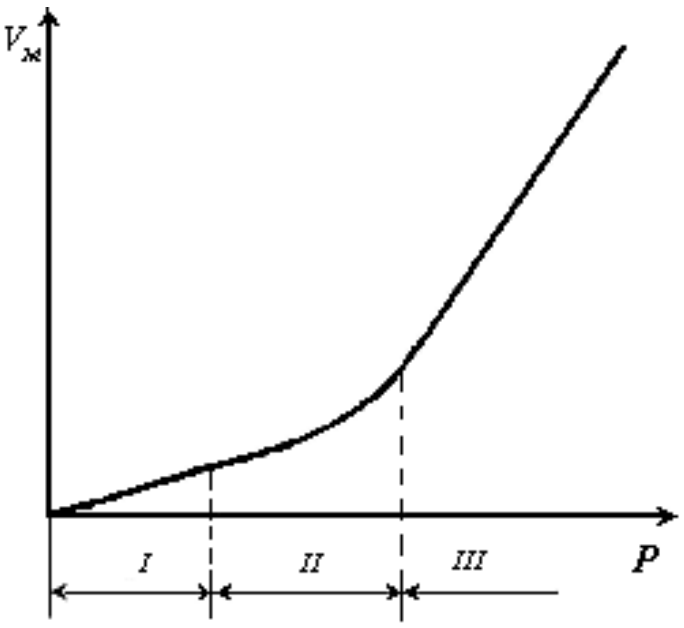


Рис. 33. Залежність швидкості руйнування породи від навантаження

руйнування породи називається **втомним**. Кількість ударів по одному й тому ж місцю, необхідне для руйнування породи, може бути різною. Із збільшенням сили удару вона зменшується, а при певному значенні контактної сили руйнування наступає після першого ж удару.

Механізм руйнування породи при напруженнях, менших за межу міцності, але коли вони діють циклічно, такий же, що і при тривалих статичних зменшених напруженнях. В обох випадках руйнування зумовлене явищем втоми матеріалу (гірської породи). Відомо, що для гірських порід число циклів навантаження при напруженнях, близьких до межі втоми, значно (в мільйони разів) менше, ніж для металів. Для таких порід як мармур, вапняк, дололоміт, кварцит число циклів навантаження складає ***50 ÷ 110***, а відношення межі міцності і втоми залежно від пластичності змінюється в межах ***1/21 ÷1/29***.

Руйнування гірських порід, зумовлене їх втомою, хоча і має об'ємний характер, але так як і поверхневе руйнування, малоефективне, і при бурінні орієнтуватися на такий режим руйнування не доцільно.

III область. Напруження в гірській породі досягло граничного значення. При цьому інтенсивно руйнується порода в області, що прилягає до поверхні контакту породи з породорйнуючим інструментом. Швидкість руйнування з ростом навантаження швидко зростає. Такий процес руйнування гірської породи називається **об'ємним**. При об'ємному руйнуванні породи можна виділити три характерні фази напруженого стану породи під породорйнуючим елементом долота: фазу затухаючих деформацій (ущільнення), фазу розривів і зсувів (граничної рівноваги) і фазу руйнування. Перша фаза характерна тим, що швидкість деформації з часом зменшується, прямуючи до нуля. В скельних породах деформації першої фази є пружними деформаціями, котрі затухають зі швидкістю розповсюдження пружних хвиль. В пластичних глинистих породах перша фаза є фазою ущільнення за рахунок зменшення пористості. Характер руйнування на цій фазі відповідає поверхневому руйнуванню.

Друга фаза характерна тим, що швидкість деформації не затухає, а в момент досягнення певного навантаження набуває постійного значення деформації повзучості. Зовнішнім проявом другої фази деформації є сколювання породи по контуру тиску в крихких породах, зам рахунок чого утворюється клиноподібне заглиблення, або пластичні деформації у пластичних породах. В об'ємі породи, що прилягає до штампу і має сферичну форму, порода сприймає значний усесторонній стиск. Стиснутий об'єм завжди має фізико-механічну неоднорідність. Пори і тріщини є імовірними центрами концентрації перенапружень. Від "небезпечного" дефекту починає розростатися тріщина. По мірі зростання напруження починають рости тріщини і від інших дефектних місць; в породі з'являються поверхні зсувів, при цьому незатухаючі деформації є результатом ряду зсувів, що виникають однин за одним. Тому цю фазу називають фазою розривів і зсувів. Слід відзначити, що одночасно ця фаза є фазою об'ємного руйнування.

Третя фаза – фаза прогресивного зростання деформацій, завершальна фаза об'ємного руйнування. В скельних породах ця фаза триває малі частки секунди. Під індентором формується ядро зім'ятого матеріалу, яке діє подібно ідеальній рідині, передаючи тиск в сторони поверхні, що обмежує зону руйнування. Під дією цього тиску і відбувається руйнування – розрив по поверхні найменшої міцності.

8.3 НАПРУЖЕНИЙ СТАН ГІРСЬКИХ ПОРІД ПРИ ВТИСКУВАННІ

Розглянуті вище схеми взаємодії елементів озброєння доліт з породою показали, що руйнування породи відбувається послідовним деформуванням окремих ділянок поверхні вибою при одночасній дії нормальних і дотичних навантажень. На жаль, загального рішення задачі про напружений стан гірських порід при бурінні немає. Однак для якісного розгляду напруженого стану можна скористатися розв'язками для ідеалізованих схем навантаження з припущенням, що гірська порода ізотропна, деформується за законом Гука, а її пружні характеристики не залежать від напруженого стану і швидкості навантаження.

Елементи озброєння сучасних доліт можуть мати різну конфігурацію робочої поверхні. В одних випадках – це різці з плоскою або заокругленою поверхнею ріжучої кромки, в других – це зубці у вигляді клину з плоскою або заокругленою вершиною, в третіх – штирі зі сферичною головкою. Звідси й виникли три про розподіл напружень в пружному твердому тілі:

1) розподіл напружень при втискуванні індентора з плоскою робочою поверхнею;

2) розподіл напружень при втискуванні індентора зі сферичною робочою поверхнею;

3) розподіл напружень при втискуванні індентора з циліндричною робочою поверхнею;

Такі задачі розв'язуються на основі теорії Буссінеска. Теорія Буссінеска полягає у визначенні закону розподілу напружень і деформацій при дії зосередженої сили, прикладеної на поверхні лінійно деформованого масиву, обмеженого площиною, безмежний в усіх інших напрямах (рис. 34).

Нехай сила прикладена нормально до поверхні в точці O. Згідно теорії Буссінеска радіальні напруження σ_R в масиві, зумовлені дією сили P, можна визначити так:

$$\sigma_R = \frac{3}{2} \cdot \frac{P}{\pi L^2} \cdot \cos\beta, \qquad (4.83)$$

де $\cos\beta = \frac{z}{L}$.

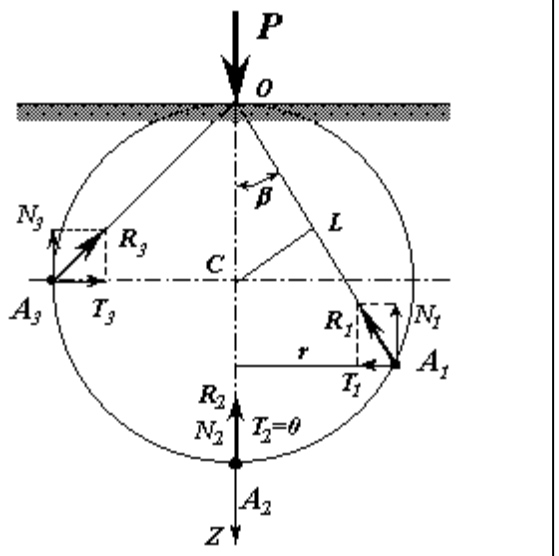


Рис. 34. Розрахункова схема до задачі Буссінеска

Вертикальну складову цих напружень σ_N знаходять з виразу:

$$\sigma_N = k \cdot \frac{P}{z^2}, \qquad (4.84)$$

де

$$k = \frac{3}{2\pi} - \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{r}{z}\right)^2\right]^{5/2}}; \quad L = \sqrt{z^2 + r^2}$$

Не вдаючись до детального аналізу і розв'язку сформульованої задачі зупинимося на практичних висновках, які випливають з неї.

1. Якщо через точку прикладення зосередженої сили P (точка O) і деяку точку пружного на півпростору (точка A) провести сферу з центром в точці C на лінії дії прикладеної сили, то в будь-якій точці на сфері буде діяти рівна за модулем реакція $\vec{R}$, спрямована в точку прикладення зусилля.

2. Складові реакції нормальна $\vec{N}$ і тангенціальна $\vec{T}$ мають різні співвідношення, величина яких залежить від положення точки на сфері. На осі симетрії при $\beta=0$ всі нормальні напруження стискуючі, тобто при дії сили P має місце усесторонній стиск:

$$\sigma = \frac{3}{2}\frac{P}{\pi L^2}$$

3. З формули (4.83) випливає, що поблизу точки прикладення сили стискуючі напруження прямують до безмежності. Тому ця формула справедлива лише на деякій відстані від точки прикладення сили. Розміри області, для якої формула неадекватна, можуть бути визначені з теорії пластичності.

4. Якщо на пружний півпростір діє кілька зосереджених сил, загальна реакція в будь-якій точці півпростору є геометричною сумою реакцій від кожної сили зокрема.

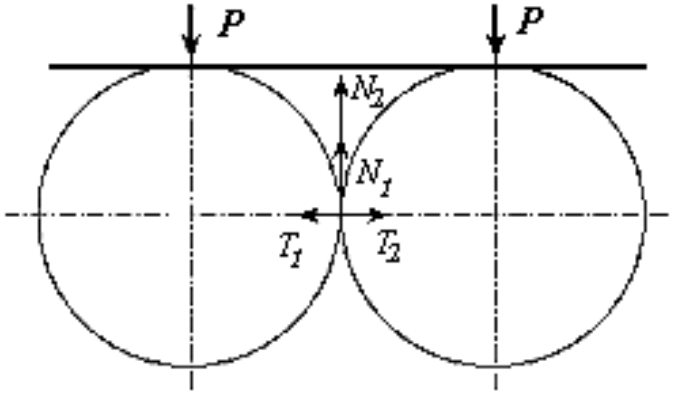


Рис. 35 Розподіл напружень при дії двох зосереджених сил

Тангенціальні складові окремих реакцій можуть взаємно компенсуватися, нормальні ж складові завжди сумуються, збільшуючи силу відриву. (див. рис. 35).

8.4 ВТИСКУВАННЯ ПЛОСКОГО ЦИЛІНДРИЧНОГО ІНДЕНТОРА

Плоский циліндричний штамп втискується в пружний на півпростір силою P, що діє по осі Z (рис. 36).

Задача осесиметрична, тому її розв'язок дається в циліндричних координатах (задача Чаплигіна–Садовського). Розподіл тиску по площі круга описується рівнянням

$$p = \frac{P}{2\pi a\sqrt{a^2 - r^2}} \qquad (4.85)$$

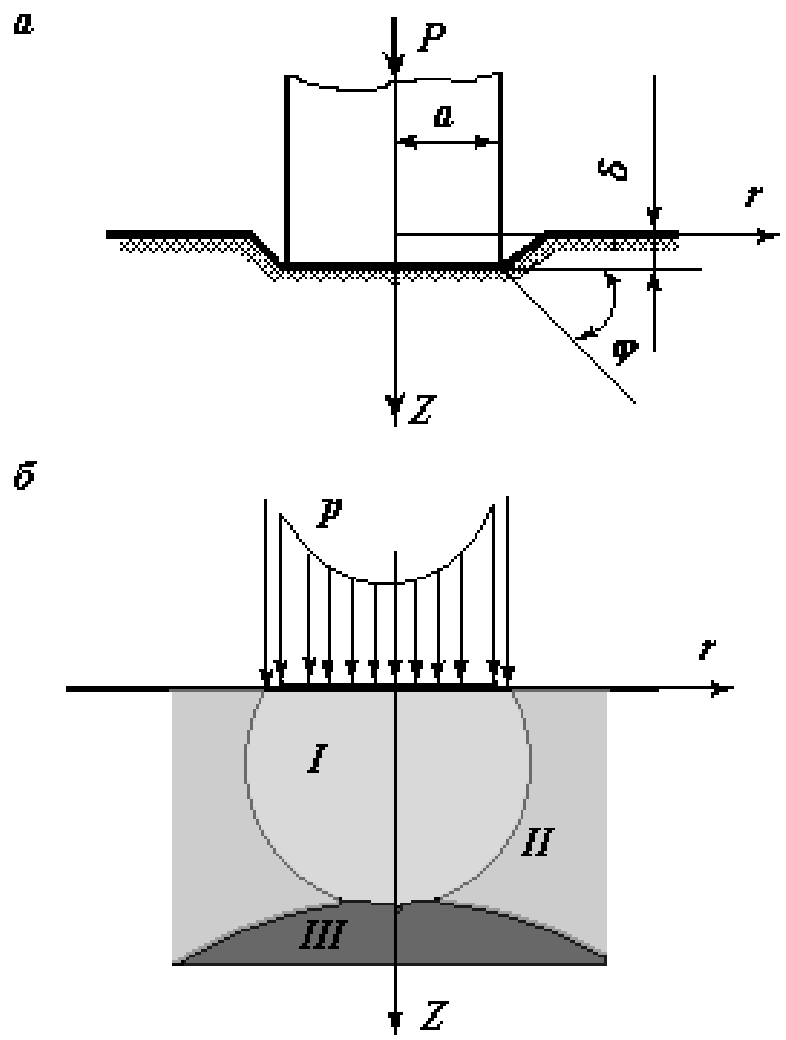
(a – радіус штампа).

Проаналізувавши формулу (4.85), бачимо, що при $r = 0$

$$p = \frac{P}{2\pi a^2}, \qquad (4.86)$$

а якщо $r = a$, то $p = \infty$.

Тобто розподіл напружень на площі контакту нерівномірний: мінімальні напруження $p=0{,}5p_c$ мають місце в центрі, максимальні (на контурі контакту)



а – розрахункова схема; б – розподіл контактного тиску і області напружень

Рис. 36. Втискування плоского циліндричного індентора

осягають безмежної величини
$_c$ – середній тиск). Остання об-
авина в дійсності неможлива,
кільки величина напруження
бмежена межею текучості для
ластичних порід і межею міц-
ості для крихких порід.
кспериментальними роботами
Ірейнера Л.А. та ін. встанов-
ено, що розподіл напружень на
ющі контакту нерівномірний
ше на початку втискування,
зніше його можна прийняти
рівномірно розподілений,
бто

$$p = \frac{P}{\pi a^2}$$

.87)

ереміщення штампа для випа-
ку нерівномірного розподілу
иску визначають за формулою

$$\delta = \frac{P\left(1-\mu^2\right)}{2aE},$$

(4.88)

а при рівномірному розподілі:

$$\delta = 0{,}54\,\frac{P\left(1-\mu^2\right)}{aE}, \qquad (4.89)$$

де μ – коефіцієнт Пуассона;
E – модуль Юнга.

Барон Л.І. проаналізував напружений стан пружного півпростору при втискуванні жорсткого штампа для умови рівномірного розподілу напруження по площадці контакту.

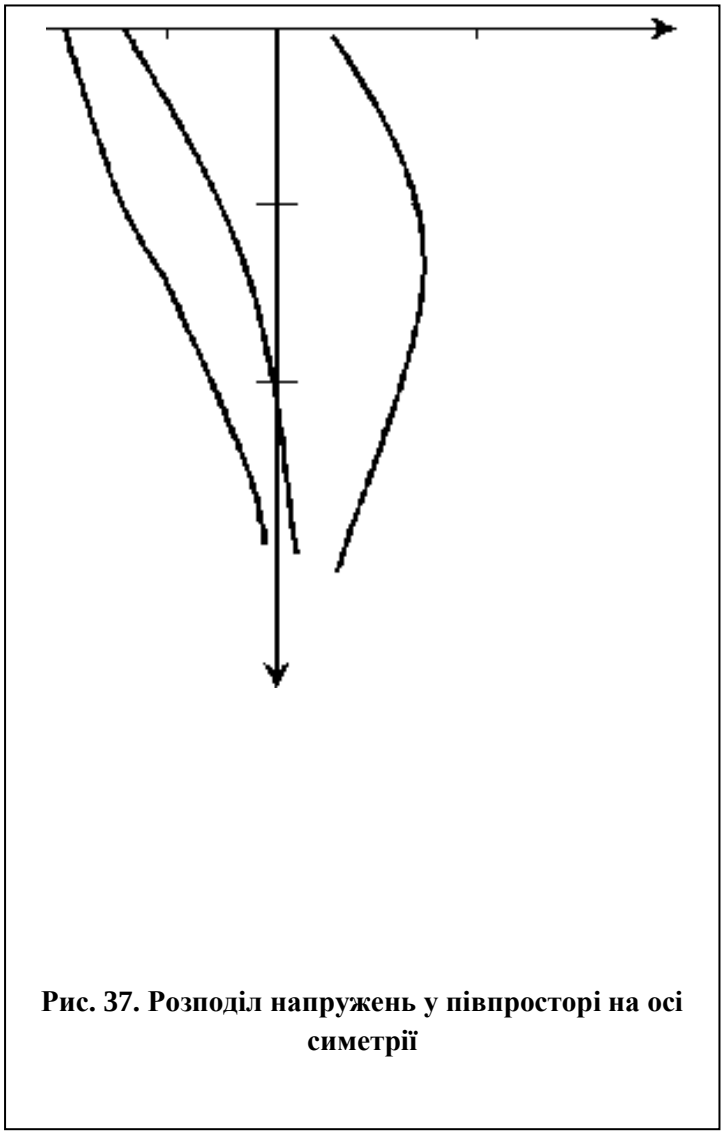


Рис. 37. Розподіл напружень у півпросторі на осі симетрії

Під штампом розташована область ***I*** усестороннього стиску, обмежена поверхнею $\sigma_x = 0$ (рис. 36). Розміри цієї області визначаються радіусом площадки контакту і коефіцієнтом Пуассона. Область ***I*** усестороннього стиску оточена областю II, де одне з головних напружень більша за нуль (розтягуюче). Область ***II*** знизу обмежена поверхнею $\sigma_y = 0$. Далі розташована область ***III***, де $\sigma_x > 0$ і $\sigma_y > 0$.Для оцінки співвідношення величин σ_x, σ_y, σ_z розглянемо, як змінюються головні напруження під штампом на осі симетрії ***Z*** (рис. 37).

На поверхні контакту усі головні напруження рівні між собою (має місце рівномірний усесторонній стиск). З віддаленням від поверхні контакту стискуючі напруження зменшуються, особливо σ_x і σ_y , які на деякій глибині переходять в розтягуючі. Однак величина розтягуючих напружень не перевищує ***10%*** від величини нормального тиску. Оскільки боковий тиск практично завжди менший за гірський, із збільшенням глибини рівномірний стиск змінюється на нерівномірний усесторонній стиск ($\sigma_z \neq \sigma_{x,y}$). Як результат, виникають дотичні напруження. Вони спочатку зростають, досягаючи максимуму на глибині, що дорівнює радіусу штампа, а потім зменшуються, прямуючи до нуля.

Таким чином, при втискуванні плоского циліндричного штампа найімовірнішими місцями зародження тріщин і руйнування є: на поверхні периферійна зона контакту, а в масиві – область на глибині, рівній радіусу індентора.

8.5 ВТИСКУВАННЯ СФЕРИЧНОГО ІНДЕНТОРА

Деформування порід при втискуванні жорсткого сферичного індентора і плоского циліндричного штампа багато в чому схожі, хоча є і суттєві відмінності.

При відсутності навантаження сфера контактує з поверхнею твердого тіла в точці. Із збільшенням навантаження на сферу формується кругова площадка

контакту. Розв'язок про радіус контактної поверхні, розподіл тиску на площадці і про вертикальні переміщення точок поверхні отримано Герцем. Розрахункова схема і розподіл контактних тисків показано на рис. 38.

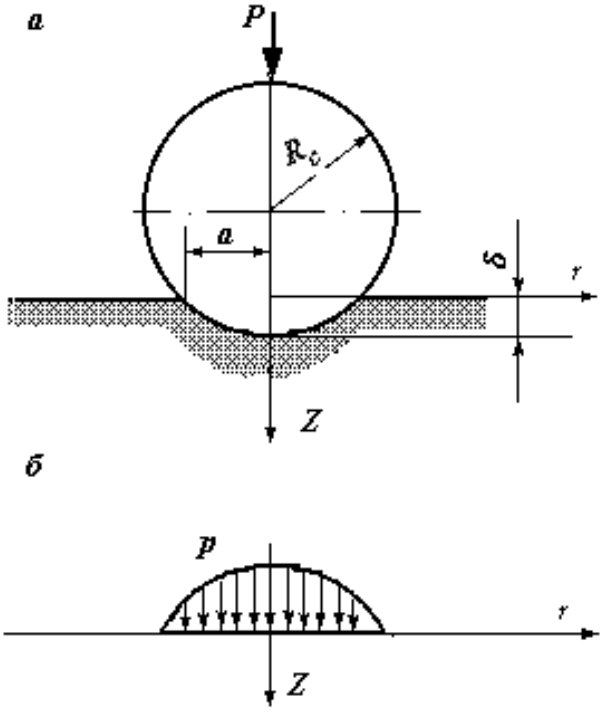


Рис. 38. Розрахункова схема *а* і розподіл контактних тисків *б*

Радіус площадки контакту дорівнює

$$a = \sqrt{\frac{3PR_C\left(1-\mu^2\right)}{4E}}. \quad (90)$$

(R_C – радіус сфери).

Найбільший тиск має місце в центрі поверхні контакту і складає

$$p_0 = \frac{3P}{2\pi a^2}, \quad (4.91)$$

а розподіл тиску по діаметральному січенню площадки контакту описується рівнянням еліпса

$$p = p_0 \cdot \sqrt{1-\frac{r^2}{a^2}}. \quad (4.92)$$

Найбільше переміщення центральної точки контакту дорівнює

$$\delta_0 = \frac{3P\left(1-\mu_2\right)}{4aE}. \quad (4.93)$$

Згідно досліджень Ейгелеса Р.М. структура поля напружень така ж, як і під циліндричним штампом. Відмінність полягає в тому, що уже на поверхні контакту має місце нерівномірний усесторонній стиск, а область усестороннього стиску при втискуванні сфери значно менша, чим при втискуванні плоского штампу. Розподіл напружень на осі симетрії під сферичним штампом. Дотичні напруження досягають найбільших значень на деякій глибині від поверхні контакту (близько ***0,5 a***).

Таким чином, при втискуванні сфери найімовірнішими місцями руйнування є: на поверхні – центр контактної площадки, а в масиві – зона на глибині, що дорівнює половині радіуса контактної площадки.

8.6 ВТИСКУВАННЯ ІНДЕНТОРІВ ІНШОЇ ФОРМИ

Фрезовані зубці шарошкових доліт мають практично плоску прямокутну поверхню контакту. Через складність розв'язку задачі про розподіл тиску під прямокутним штампом, отримано розв'язок для нескінченої довгої смуги. За однозначну характеристику напруженого стану в твердому тілі приймається інтенсивність дотичних напружень

$$\sigma_i = \frac{1}{\sqrt{2}}\sqrt{(\sigma_z - \sigma_x)^2 + (\sigma_z - \sigma_{xy})^2 + (\sigma_x - \sigma_y)^2 + 6\tau_{xz}^2}. \qquad (4.92)$$

Розподіл інтенсивності дотичних напружень під стрічкою аналогічний розподілу напружень під циліндричним штампом. Величина максимальної інтенсивності дотичних напружень і глибина екстремальної зони так же, як і при втискуванні штампа, залежать лише від величини коефіцієнта Пуассона.

Тепер зупинимось на особливостях втискування жорсткого циліндра по твірній поверхні. В загальному випадку криволінійна поверхня інструменту контактує з породою на певній довжині. Оскільки, в процесі втискування ширина контактної площадки, як правило, значно менша за її довжину, розв'язок цієї задачі також отримано на основі задачі Герца.

Наведемо результати отриманих рішень Ширина площадки контакту дорівнює

$$b = 4\sqrt{\frac{P_1(1-\mu^2)R}{\pi E}}, \qquad (4.93)$$

де P_1 – навантаження на одиницю довжини твірної циліндра;
R – радіус циліндра;
μ – коефіцієнт Пуассона;
E – модуль пружності.

Розподіл питомого тиску по ширині контакту підлягає еліптичному закону

$$p = p_0\sqrt{1 - \frac{x^2}{b^2}}. \qquad (4.94)$$

де p_0 – максимальний нормальний тиск на площадці контакту;
x – відстань від центральної осі площадки контакту до розглядуваної точки;
b – ширина контактної площадки.

Максимальна інтенсивність дотичних напружень має місце в площині симетрії на деякій глибині від поверхні. Відносна величина максимальної

інтенсивності дотичних напружень і глибина їх максимуму залежать лише від коефіцієнта Пуассона.

8.7 ВПЛИВ ДОТИЧНОГО НАВАНТАЖЕННЯ НА РОЗПОДІЛ НАПРУЖЕНЬ В ГІРСЬКІЙ ПОРОДІ

Із схем взаємодії елементів озброєння з гірською породою (див. розділ 8.1) видно, одночасно з нормальним навантаженням діє і значне дотичне навантаження. Розглянемо, як впливає дотичне навантаження на розподіл напружень в півпросторі під елементом озброєння долота, які мають прямокутну плоску робочу поверхню. Було виконано розрахунки з врахуванням гіпотези Лоренца, за якою дотичні напруження на площадці контакту прямо пропорційні нормальному тиску

$$\frac{\tau}{p} = \omega = const.$$

За результатами розрахунків у відносних величинах видно, що при наявності дотичного навантаження напружений стан порівняно з прямим втискуванням спотворюється, екстремальна зона зміщується в напрямі дії дотичного навантаження під край площадки контакту, а дотичні напруження в ній зростають.

Аналогічний розрахунок напруженого стану в півпросторі було виконано і для випадку втискування безкінечного циліндра по твірній. Як і в попередньому випадку, напружений стан в півпросторі спотворюється. При невеликих навантаженнях з'являється друга дотична зона, що прилягає до поверхні контакту. Із зростанням навантаження напружений стан ще більше спотворюється, і зростає, особливо в поверхневих шарах півпростору, інтенсивність дотичних напружень.

Такий же приблизно вплив мають дотичні навантаження і при втискуванні плоского штампа сфери.

Як показав аналіз проведених розрахунків, осесиметрична індентори створюють більшу інтенсивність дотичних напружень, чим стрічкові чи довгі циліндричні індентори. Крім того, вплив дотичного навантаження при втискуванні інденторів з плоскою поверхнею суттєвіше, чим при втискуванні інденторів з криволінійною поверхнею.

8.8 ВИЗНАЧЕННЯ ПОКАЗНИКІВ МЕХАНІЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ ГІРСЬКИХ ПОРІД МЕТОДОМ СТАТИЧНОГО ВТИСКУВАННЯ ШТАМПА

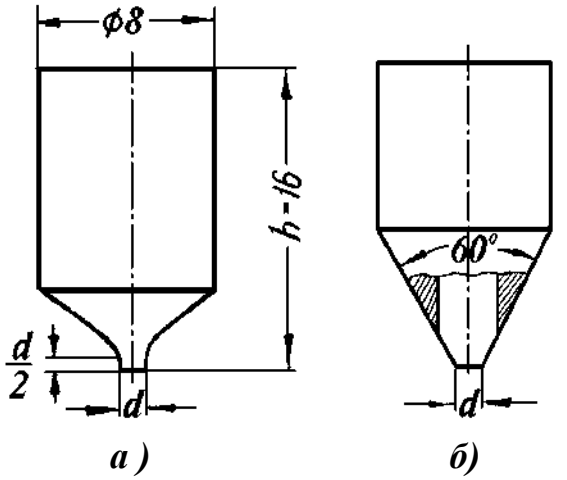
Вперше метод втискування для оцінки опору гірських порід руйнуванню при бурінні запропонував Є.Ф. Енштейн. За цією методикою в зразок породи

втискувався різець формою двостороннього клина з кутом при вершині 60°. Однак, як показала практика, цей метод можна застосовувати лише для сильно пластичних порід. Запропоновані іншими дослідниками методики також не знайшли широкого застосування.

Шрейнер Л.А., аналізуючи методи, запропоновані для вимірювання опору гірських порі втискуванню, і методи визначення твердості втискуванням прийшов до висновку про необхідність принципово змінити спосіб вимірювання.

Суть висновків Шрейнера Л.А. зводиться до наступного. Якщо для визначення твердості пластичних тіл (зокрема металів) задається навантаження, а вимірюється площа або глибина відбитку під індентором, отриманого при втискуванні, то для гірських порід, які в тій чи іншій мірі є крихкими тілами, слід задаватися площею контакту, а вимірювати навантаження на індентор в момент руйнування. Найзручнішою геометричною формою індентора є циліндричний штамп з плоскою основою, оскільки площа контакту залишається постійною за увесь час втискування.

Метод втискування штампа дає змогу не тільки визначати твердість гірських порід, але й оцінювати їх пружні і пластичні властивості. Цей метод став загальновизнаним і навіть затверджений стандартом ГОСТ 12288–66.



а) - для м'яких і середніх порід; ***б)*** - для твердих порід.

Рис. 39. Циліндричні штампи

При визначенні механічних властивостей гірських порід використовують циліндричні штампи з плоскою основою (рис. 39).

При випробовуванні дуже твердих порід доцільно використовувати штампи у вигляді конуса з кутом при вершині до ***60°***, площею ***1*** мм^2 (рис. 39, б), які повністю виготовлені з твердого сплаву. Для щільних і однорідно пористих порід слід використовувати циліндричні штампи площею ***2*** мм^2 (рис. 39, а). Штампи площею ***3*** – ***10*** мм^2 використовують для сильно пористих і неміцних гірських порід.

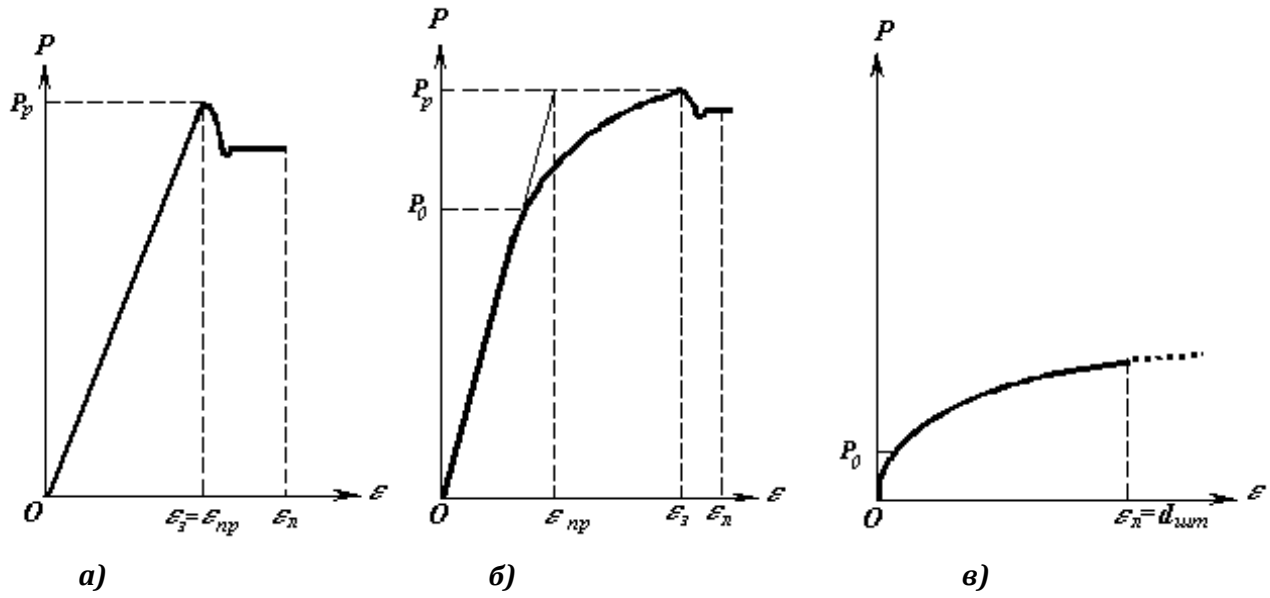
Всі гірські породи за характером поведінки при втискуванні штампу поділені на три класи: I - пружно-крихкі (рис.40, а), II - пружно-пластичні (рис.40, б), III – сильно пластичні і дуже пористі (рис.40, в).

Визначати показники механічних властивостей порід методом втискування штампа можна на гідравлічних пресах з граничним навантаженням не менше 10000 Н, або на спеціальних установках УМГП-3 і УМГП-4. Випробування проводяться при дуже малій швидкості навантаження штампа, через що в літературі широко використовується друга назва методу – метод статичного втискування

штампа. Штамп втискується в зразок породи до того моменту, поки при деякому граничному навантаженні не станеться крихкого руйнування породи або не буде вичерпана глибина занурення штампа.

За отриманими даними будують графіки деформацій в координатах: по осі ординат - навантаження (***P***) в Н, по осі абсцис - деформація (***ε***) в мкм.

Користуючись кривою, отриманою при випробовуванні породи, визначають її механічні властивості.



а) – крихка порода (кварцит); ***б)*** – пластично-крихка порода (ангідрит); ***в)*** – сильно пластичні і дуже пористі породи (глина).

Рис. 40. Характерні графіки навантаження – глибина втискування штампа

Твердість. Твердість за штампом ($p_{шт}$) визначається як відношення навантаження в момент руйнування (P_p) до контактної площі штампу ($f_{шт}$) (рис.40)

$$p_{шт} = \frac{P_p}{f_{шт}} = \frac{4 \cdot P_p}{\pi \cdot d_{шт}^2}, \qquad (4.95)$$

де $d_{шт}$ - діаметр штампа, м.

Для порід III класу твердість за штампом не визначають, оскільки при втискуванні індентора в породи цього класу немає крихкого руйнування.

Межа пружності. Межа пружності p_0 визначається як відношення навантаження P_o в точці переходу від чисто пружних деформацій до змішаних (точка *A*) до контактної площі штампу $f_{шт}$

$$p_0 = \frac{P_0}{f_{шт}} = \frac{4 \cdot P_0}{\pi \cdot d_{шт}^2}. \qquad (4.96)$$

Для порід I класу межу пружності не визначають, оскільки її значення дорівнює твердості за штампом.

Для порід III класу межа пружності є показником, за яким оцінюють Твердість гірської породи.

Коефіцієнт пластичності. Коефіцієнт пластичності $k_{пл}$ визначається співвідношенням загальної роботи, затраченої на руйнування $A_{заг}$ до енергії пружних деформацій $A_{пр}$. Оскільки площа під кривою «навантаження-деформація» пропорційна енергії, то коефіцієнт пластичності визначається співвідношенням площ S_{OABCO} і S_{OMGO} (рис. 41) .

$$k_{пл} = \frac{A_{заг}}{A_{пр}} = \frac{S_{OABCO}}{S_{OMGO}}. \qquad (4.97)$$

Модуль Юнга. Модуль Юнга можна розрахувати за формулою

$$E = \frac{0{,}94 P'}{d_{щт} \cdot \varepsilon'_{пр}}, \qquad (4.98)$$

де P' – довільно вибране навантаження, Н;

$\varepsilon'_{пр}$ – пружна деформація, яка відповідає навантаженню P', м.

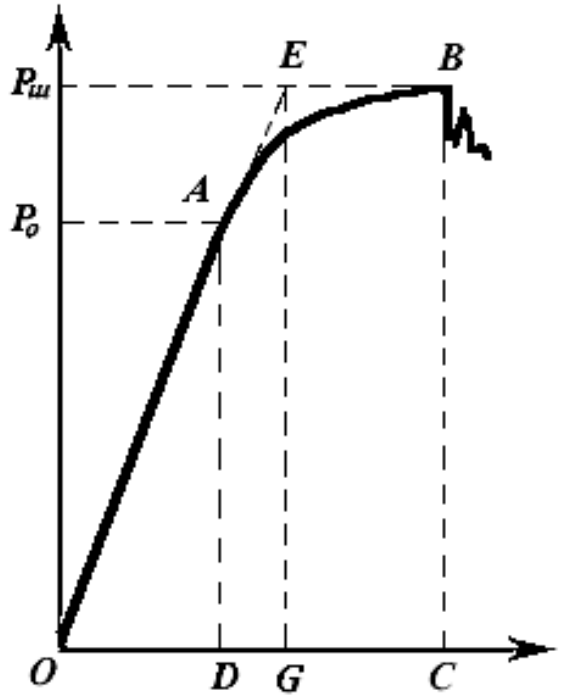


Рис. 41. Розрахункова схема для визначення механічних властивостей породи II класу

Оскільки відношення $P/\varepsilon_{пр}$ є тангенсом кута нахилу прямолінійної ділянки кривої до осі деформацій, можна брати будь-які співвідношення P і $\varepsilon_{пр}$. При цьому тільки слід дотримуватися їх відповідності. Наприклад, на графіку (рис.41) можна взяти навантаження P_o (ордината AD) і деформацію OD, навантаження P_p (ордината MG або BC) і деформацію OG (деформація OC – це загальна деформація; пружна OG і залишкова GC).

Об'ємна енергоємність руйнування. Об'ємна енергоємність руйнування A_v є питомою витратою енергії на одиницю об'єму зруйнованої породи і визначається як відношення загальної роботи $A_{заг}$ до об'єму лунки $V_л$

$$A_v = \frac{A_{заг}}{V_л} \qquad (4.99)$$

де $V_л$ – об'єм лунки руйнування.

Визначення об'єму зруйнованої під індентором породи утруднене, оскільки зробити це розрахунковим шляхом неможливо – розміри лунки залежать не лише від механічних властивостей, але і від структурних особливостей порід.

Об'єм лунки можна визначити так: заповнити її пластиліном або парафіном, потім вийняти матеріал зліпка і зважити його. Потім розраховується об'єм лунки:

$$V_л = \frac{Q}{\rho}, \qquad (4.100)$$

де Q – маса матеріалу зліпка лунки;

ρ – густина матеріалу зліпка лунки.

Для порід III класу загальна робота до руйнування розраховується умовно. В цьому випадку графік навантаження – переміщення продовжують до глибини втискування, яка дорівнює діаметру штампа. Таке припущення прийнято за результатами вивчення глибини руйнування найбільш пластичних порід.

8.9 КЛАСИФІКАЦІЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

За результатами експериментального дослідження властивостей гірських порід при втискуванні штампа у значну кількість зразків гірських порід було створено кілька класифікаційних шкал за окремими механічними характеристиками.

Класифікаційна шкала за твердістю. Усі породи за твердістю за штампом розділено на три групи: м'які, середні, тверді. Кожна група в свою чергу розділена на чотири категорії, тобто прийнято всього дванадцять категорій твердості (табл. 1.3).

Таблиця 1.3

Класифікація гірських порід за твердістю

Група	I (м'які)				II (середні)				III (тверді)			
Категорія	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Твердість за штампом, МПа	<100	100-250	250-500	500-1000	1000-1500	1500-2000	2000-3000	3000-4000	4400-5000	5000-6000	6000-7000	>7000

До I групи переважно відносяться породи сильно пластичні і дуже пористі. З порід, що зустрічаються при бурінні нафтових і газових свердловин. До цієї групи належать глинисті породи, аргіліти, найбільш пористі різновиди алевролітів, пісковиків та вапняків.

До II групи за твердістю належать в основному породи з класу пластично-крихких, зокрема – алевроліти, вапняки, ангідрити, доломіти і пісковики.

До III групи порід за твердістю відносяться переважно породи з класу крихких. Ц переважно вивержені і метаморфічні породи. З порід, що зустрічаються при бурінні нафтових і газових свердловин, до цієї групи входять кремені, кварцити, різновиди зкременілих вапняків і пісковиків.

Класифікаційна шкала, наведена в табл. 2 співпадає з класифікацією, прийнятою в практиці буріння.

Класифікаційна шкала за модулем Юнга. За модулем Юнга усі гірські породи розділені на вісім категорій (табл. 1.4).

Таблиця 1.4

Класифікація гірських порід за модулем Юнга

Категорія	1	2	3	4	5	6	7	8
Модуль Юнга, МПа	<2500	2500-5000	5000-10000	10000-25000	25000-50000	50000-75000	75000-100000	>100000

Класифікаційна шкала за пластичністю. За величиною коефіцієнта пластичності гірські породи розділені на шість категорій (табл. 1.5).

До першої категорії належать крихкі породи, з другої до п'ятої – пластично-крихкі, а до шостої сильно пластичні і дуже пористі.

Таблиця 1.5

Класифікація гірських порід за пластичністю

Категорія	1	2	3	4	5	6
Коефіцієнт пластичності	1	1-2	2-3	3-4	4-6	6
Клас порід	пружно-крихкі	пружно-пластичні				сильно пластичні і дуже пористі

Слід відзначити, що для гірських порід, спостерігається значний розкид величин механічних характеристик. Це пояснюється тим, що механічні властивості окремих груп впливає не тільки мінералогічний склад, але і їх будова.

РОЗДІЛ 9. РУЙНУВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД ПРИ ДИНАМІЧНОМУ ВТИСКУВАННІ

9.1 ОСНОВНІ ПРИНЦИПИ І СХЕМИ ВИВЧЕННЯ ДИНАМІЧНОГО Д ФОРМУВАННЯ І РУЙНУВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД

При бурінні свердловин мають місце виключно динамічні процеси. Якщо для опису статичних процесів достатня система рівнянь рівноваги сил і моментів, то для динамічних процесів додатково потрібно мати рівняння балансу енергії. Динамічні процеси є складнішими і не можуть бути вивченими в статичних умовах.

З точки зору буріння слід вивчати динамічне прикладення навантаження з боку елементів озброєння долота до гірської породи. При цьому слід мати на увазі, що ці процеси призводять до пластичного деформування і крихкого руйнування породи. Вони не піддаються єдиному математичному описові, і при їх вивченні основну роль відіграють експериментальні дослідження.

При експериментальному вивченні динамічного деформування і руйнування порід застосовуються принципи наближеного моделювання, котрі реалізуються на спеціальних установках. Найширше використовуються установки двох типів: копрові і кулачкові. На копрових установках використовується удар вільно падаючого ударника, або ударника, який розганяється прикладеною силою, наприклад тиском повітря. На кулачкових установках задається закон руху породруйнуючого елемента відносно породи, що дає змогу повніше моделювати процес його взаємодії з породою.

Строгий математичний опис процесу взаємодії породоруйнуючих елементів з гірською породою можна дати лише для найпростіших випадків.

Перший випадок . По поверхні породи, яка є пружним півпростором, здійснюється удар жорстким ударником масою m, який вільно падає. На момент контакту швидкість руху ударника $v=v_0$, а прикладена до нього сила P дорівнює нулю в процесі усього деформування (рис. 42). Кінетична енергія вантажу, що падає, на початок контактування з пружним тілом

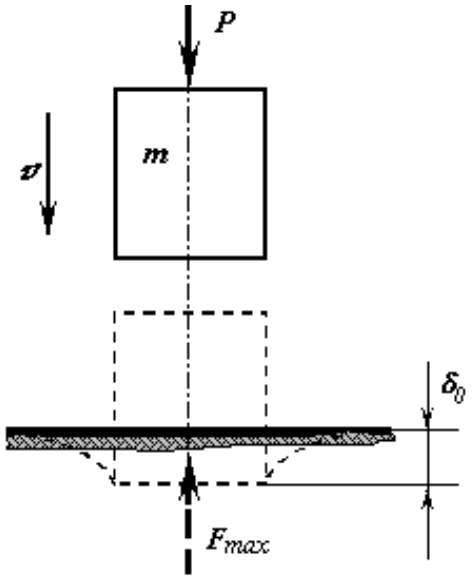


Рис. 42. Розрахункова схема для вивчення взаємодії ударника з породою

$$U_к = \frac{m \cdot v_0^2}{2}. \quad (4.101)$$

Опір поверхні породи спричинює гальмування тіла, котре падає. Сила взаємодії при пружному деформуванні прямо пропорційна зміщенню поверхні δ

$$F = K \cdot \delta, \quad (4.102)$$

де K – коефіцієнт пропорційності, який залежить від пружних властивостей гірської породи і форми робочої поверхні ударника.

Максимальною сила взаємодії буде при максимальному зміщенні поверхні (δ_0), тобто в момент, коли швидкість руху ударника зменшиться до нуля.

При цьому потенціальна енергія деформування складе

$$U = \frac{1}{2} F_{max} \delta_0 \quad (4.103)$$

або з урахуванням виразу (102)

$$U = \frac{1}{2} K \delta_0 . \quad (4.104)$$

З умови $U=U_к$ можна визначити максимальне зміщення поверхні

$$\delta_0 = v_0 \sqrt{\frac{m}{K}} \qquad (4.105)$$

і далі найбільшу силу взаємодії

$$F_{max} = v_0 \sqrt{K \cdot m} \quad . \qquad (4.106)$$

Другий випадок. Розглянемо ту ж задачу при P=const деформування. Тоді баланс енергії при $\delta=\delta_0$ запишеться в вигляді

$$K\delta_0^2 = mv_0^2 + 2P\delta_0 . \qquad (4.107)$$

Розв'язок рівняння (4.107) має вигляд

$$\delta_0 = \frac{P}{K} \pm \sqrt{\frac{P^2}{K^2} + \frac{m}{K} v_0} . \qquad (4.108)$$

Враховуючи фізичний смисл процесу, приймаємо знак плюс. Підставивши значення δ_0 у вираз (4.102), визначимо максимальну силу взаємодії

$$F_{max} = P + \sqrt{P^2 + Kmv_0^2} . \qquad (4.109)$$

Якщо $v_0=0$, то $F_{max}=2P$, тобто має місце так звана несподівана взаємодія (миттєве прикладення навантаження).

9.2 ОСОБЛИВОСТІ ДЕФОРМУВАННЯ ПОРІД УДАРНИКОМ, ЩО ВІЛЬНО ПАДАЄ

Величина кінетичної енергії удару для ударника, що вільно падає, дорівнює його потенціальній енергії в крайньому верхньому положенні

$$U = mgh, \qquad (4.110)$$

де U – потенціальна енергія ударника;
m – маса ударника;
h – відстань від верхнього крайнього положення робочої поверхні штампа до поверхні зразка гірської породи.

Прирівнявши значення $U_к$ і U і підставивши його у вираз (101), можна визначити початкову швидкість удару v_0 штампа об гірську породу

$$v_0 = \sqrt{\frac{2U}{m}}. \qquad (4.111)$$

Вивченням процесів деформування гірських порід при ударі займалися в лабораторії Уфимському нафтовому інституті під керівництвом Мавлютова М.Р.

На основі проведених експериментів встановлено, що із збільшенням енергії удару (а відповідно, і початкової швидкості v_0) змінюється характер залежності сили від переміщення.

В загальному випадку графік навантаження – переміщення при динамічному втискуванні є складною кривою, що має максимуми і мінімуми, причому кожен наступний максимум вищий за попередній.

Встановлено, що при збільшенні маси ударника збільшується опір проникненню ударника, тому при однаковій енергії удару глибина проникнення важкого ударника менша.

Ці результати наштовхують на висновок, що в процесі буріння доцільно забезпечувати великі швидкості взаємодії елементів озброєння долота з гірською породою.

Швидкість удару елементів озброєння прямо пропорційна швидкості обертання долота.

Енергія взаємодії елемента озброєння навпаки від швидкості обертання залежить мало, а, основним чином, залежить від осьового навантаження на долото.

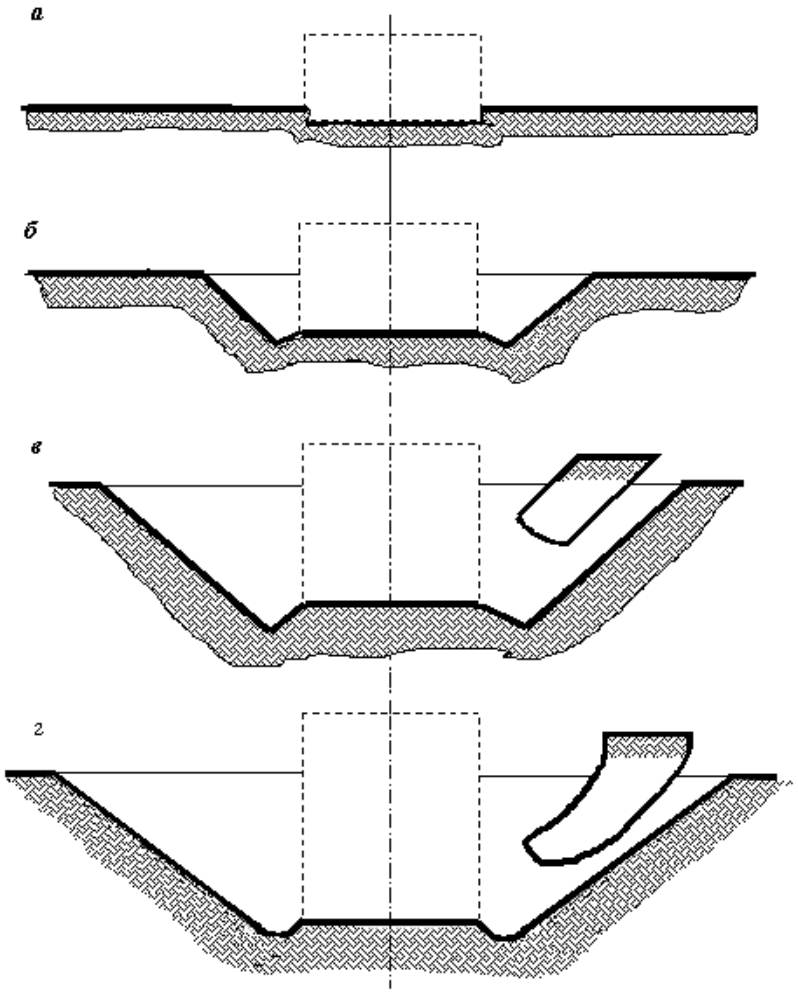
9.3 РУЙНУВАННЯ ГІРСЬКИХ ПОРІД ПРИ ДИНАМІЧНОМУ ВТИСКУВАННІ

Як показали результати експериментальних досліджень відмінність механізму руйнування породи при динамічному втискуванні від механізму статичного втискування є непринциповою. Тому розглянемо лише кінематику розвитку руйнування породи із збільшенням енергії удару.

При малих значеннях енергії удару на поверхні гірської породи утворюється зона тріщин, що оточують контур штампа (рис. 43, *а*).

Якщо енергію удару збільшувати, за контуром породи з'являється зона кругового сколювання. Цю форму руйнування Мавлютов, Вдовін, Філімонов назвали *першою формою* крихкого руйнування. При подальшому збільшенні енергії удару лише збільшується об'єм сколотої породи (рис. 43, *б*). Основне збільшення об'єму руйнування відбувається в результаті поступового заглибленні штампа. При цьому величина навантаження зростає несуттєво.

Коли енергія удару досягає певної величини, спостерігається крихке руйнування породи під штампом (рис. 43, *в*), аналогічне тому руйнуванню, що має місце при статичному втискуванні. Цю форму руйнування прийнято називати *другою формою* руйнування. Уламки породи, що при цьому утворюються, за результатами раніше названих дослідників мають сліди першої форми, тобто перша і друга форми руйнування процесі деформування утворюються послідовно.



а – поява залишкової деформації; б – перша форма крихкого руйнування;

в – друга форма крихкого руйнування; г – третя форма крихкого руйнування

Рис. 43. Схема розвитку руйнування породи при динамічному втискуванні

При подальшому збільшенні енергії удару до деякої критичної величини форма руйнування суттєво не змінюється. Спочатку зростає глибина проникнення індентора в породу, а при більших значеннях енергії удару можуть з'явитися нові нестійкі форми руйнування. Якщо ж енергія удару досягне критичного значення, з'являється нова, стійка *третя форма* руйнування. Уламки породи, що при цьому утворюються також несуть на собі сліди попередньої форми руйнування. Це свідчить про послідовне утворення форм руйнування. Наявність максимумів і мінімумів на кривих залежності навантаження від глибини проникнення штампа свідчать, що процес руйнування гірських порід відбувається скачкоподібно. Збільшуючи енергію удару далі, можна отримати четверту і, можливо, наступні форми руйнування. Кількість отриманих форм руйнування обмежується міцністю інденторів.

9.4 Енергоємність руйнування гірських порід при динамічному втискуванні

Скачкоподібність розвитку форм руйнування породи зумовлює немоно-

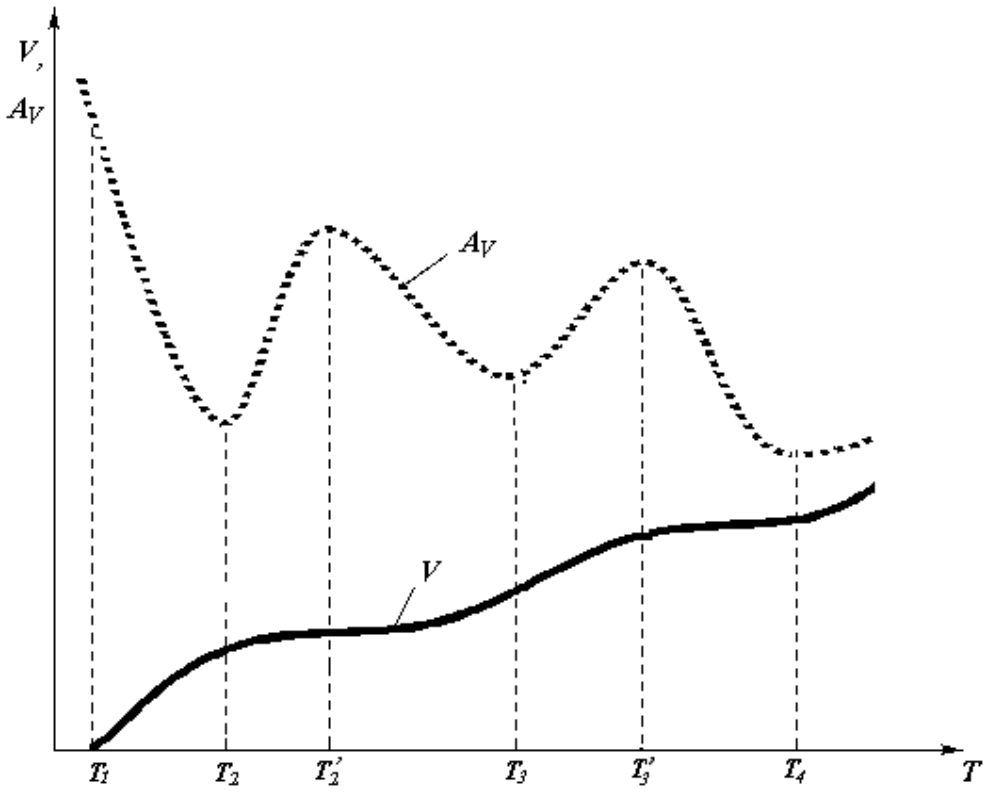


Рис. 44. Графіки залежності питомої об'ємної роботи руйнування і об'єму лунки від енергії удару

тонне збільшення об'єму зони руйнування та енергоємності руйнування породи

із збільшенням енергії удару. З рис. 44 видно, при переході від першої форми руйнування до другої (T_1–T_2) спостерігається суттєве зростання зони руйнування. Подальше збільшення енергії від T_2 до T_2' не дає відчутної зміни об'єму лунки, і лише при $T_1 > T_2'$ знову спостерігається зростання об'єму руйнування, пов'язане із появою проміжних форм руйнування в області T_2'–T_3 . Формування третьої форми руйнування зумовлює стабілізацію об'єму руйнування (область T_3'–T_4) і т.д.

Енергоємність руйнування породи прямо пропорційна енергії удару і обернено пропорційна об'єму руйнування, тобто

$$A_V = T_к / V \ . \qquad (112)$$

Залежність A_V від $T_к$ також показана на рис. 44, з якого видно, немонотонна зміна об'єму лунки зумовлює наявність мінімумів і максимумів на кривій енергоємності. Із зростанням енергії удару кожен наступний мінімум максимум нижчий за попередні, тобто в цілому із збільшенням енергії удару спостерігається тенденція до зменшення енергоємності динамічного руйнування гірських порід.

Перший мінімум на кривій енергоємності відповідає утворенню другої форми руйнування. Другий мінімум відповідає утворенню третьої форми руйнування. Стабілізація об'єму руйнування після утворення другої і третьої форм руйнування спричинює появу максимумів на кривій енергоємності руйнування порід.

Характерну зміну енергоємності руйнування порід можна пояснити з точки зору енергетичних законів Ріттінгера і Кірпічева. Спостереження показали, що по мірі розвитку тієї чи іншої форми руйнування (області T_1–T_2 , T_2'–T_3 , T_3'–T_4) збільшується розмір уламків і зменшується відношення об'ємів дрібно роздробленої породи і великих уламків, тобто спостерігається зменшення дисперсності зруйнованої породи, що і є причиною зменшення енергоємності її руйнування. В областях стабілізації об'єму руйнування (області(область T_2 –T_2' , T_3–T_3') із збільшенням енергії удару додаткова енергія витрачається на підвищення дисперсності зруйнованої породи без суттєвого збільшення загального об'єму руйнування. В цих областях енергоємність руйнування породи зростає. В цілому ж по мірі збільшення енергії удару має місце тенденція до зменшення дисперсності зруйнованої породи, що і є причиною загального зменшення енергоємності.

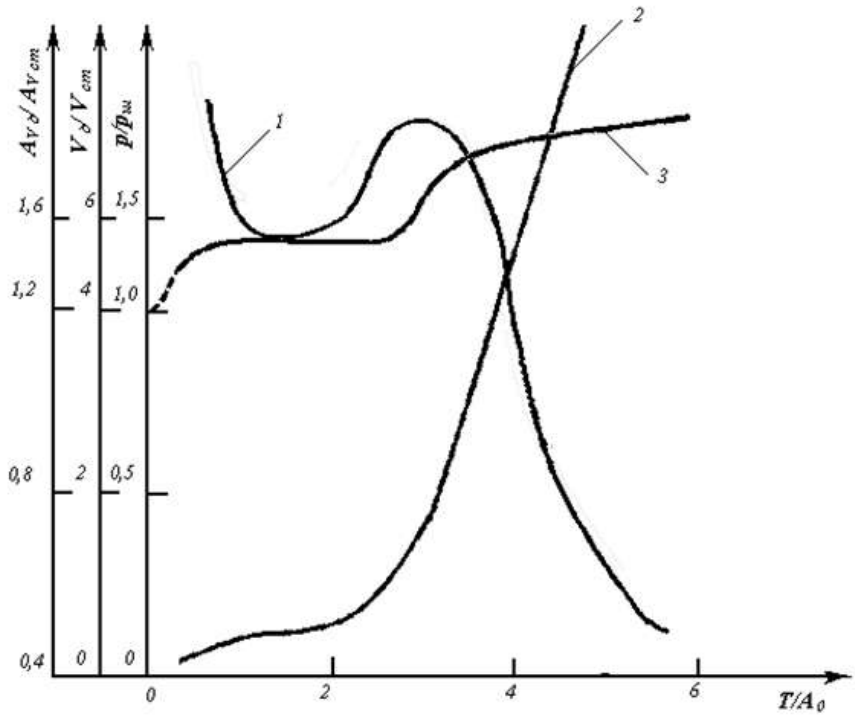
Вивчення енергоємності руйнування гірських порід показує, що при бурінні слід намагатися збільшити енергію кожного одиничного контакту елементів озброєння долота з породою. Цей напрям оптимізації процесу руйнування порід реалізується шляхом збільшенням підведеної до долота енергії і удосконаленням породоруйнуючих інструментів.

9.5 ВЗАЄМОЗВ'ЯЗОК ХАРАКТЕРИСТИК ПОРІД, ЩО ВИЗНАЧАЮТЬСЯ ПРИ СТАТИЧНОМУ І ДИНАМІЧНОМУ ВТИСКУВАННІ

Встановлення взаємозв'язку між характеристиками динамічного руйнування порід з показниками статичного втискування має велике практичне значення. Однак специфіка динамічних випробувань порід не дозволяє безпосередньо порівнювати отримані результати. Річ у тім, що при динамічному втискуванні залежно від енергії удару можна послідовно отримати ряд форм руйнування, а порівняння можна провадити лише за останньою формою руйнування. При статичному втискуванні випробування проводяться лише до отримання однієї форми руйнування. Аналіз форм руйнування при статичному втискуванні показав, що в процесі стандартних випробувань отримують, здебільшого форму руйнування, аналогічну другій формі динамічного руйнування, хоча можливий розвиток і таких форм руйнування, що відповідають першій формі динамічного руйнування.

Статичні випробування можна розглядати лише як окремий випадок динамічного втискування. Аналогія механізму і форм руйнування при динамічному і статичному втискуванні дає підстави шукати методи оцінки динамічного руйнування за результатами статичних випробувань, які є стандартними. Результати динамічних випробувань доцільно представляти у відносних величинах як відношення визначеної характеристики до відповідного показника, отриманому при статичному втискуванні. На рис. 45 наведено графіки залежностей відносних величин об'єму зруйнованої породи, питомої роботи руйнування і найбільшого опору проникнення штампа при динамічному руйнуванні мармуру, побудованих за даними досліджень Вдовіна, Мавлютова і Філімонов.

Величини $p_ш$, V, і A_0 визначені за методикою стандартних випробувань при статичному втискуванні штампа. З рис. 45 видно, що в межах існування другої



1 – об'єму руйнування, 2 – опору руйнуванню, 3 – відносної енергії удару

Рис. 45. Графіки залежності відносних величин енергоємності від

форми руйнування відносний об'єм руйнування близький до одиниці, а при формуванні третьої форми руйнування він швидко збільшується. Для реалізації другої форми руйнування потрібно дещо більше енергії ($T_2 \approx 1{,}6\ A_0$), чим при статичному втискуванні. Це зумовлює і вищу енергоємність руйнування породи в процесі динамічного втискування. Зростання енергоємності в свою чергу пов'язане з більшим опором породи проникненню штампа при динамічному втискуванні, чим при статичному. Найбільший опір проникненню поступово зростає із збільшенням енергії удару, і при досягненні третьої форми руйнування приблизно на 30% більший, ніж при другій формі.

В процесі статичного втискування можна досягнути і вищих за другу форм руйнування. Цей процес також відбувається скачкоподібно. Енергоємність руйнування гірських порід як при динамічному, так і при статичному втискуванні зменшується від скачка до скачка, причому енергоємність при динамічному втискуванні дещо більша, ніж при статичному.

Цікавими є випадки одночасного і послідовного втискування кількох інденторів, бо саме такі процеси відбуваються при руйнуванні породи долотом у свердловині. У випадку одночасного втискування кількох інденторів напруження сумуються (згадаймо задачу Буссінеска), в результаті чого ефективність руйнування породи зростає. На рис. 46 показано форми руйнування породи, отримані при одночасному і послідовному втискуванні трьох штампів у мармур.

При одночасному втискуванні отримано загальну форму руйнування з плоским дном (рис 46, *а*), а при послідовному форма руйнування утворилася в результаті перетину і злиття одиничних форм (рис. 46, *б*). В першому випадку об'єм

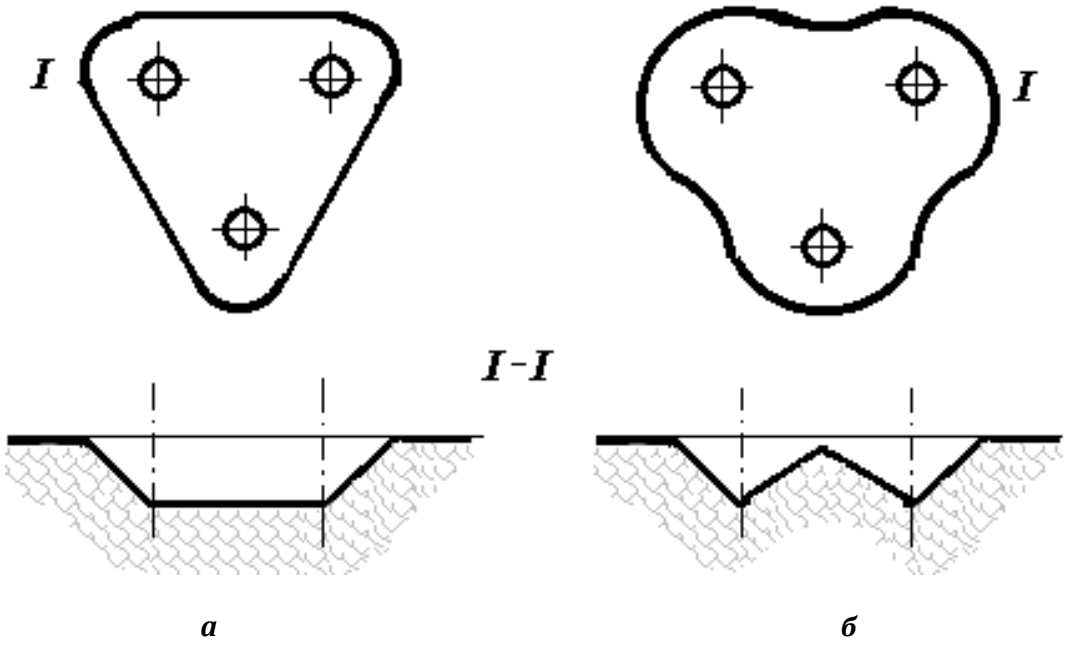


Рис. 46. Схема дії і контури зон руйнування при втискуванні трьох штампів

руйнування в 1,4 рази більший, чим в другому. При втискуванні кількох інденторів велике значення має вибір оптимального.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Величко В.А. Геологія з основами геоморфології: Навчальний посібник. К.: вид. ТОВ «НВП «Інтерсервіс», 2012. 236 с.
2. Горбань В.В., Воронова Н.В. Геологія з основами геоморфології: навчальний посібник. Запоріжжя: ЗНУ, 2014. 221 с.
3. Молявко В.Г., Павлов Г.Г. Петрографія магматичних гірських порід: навчальний посібник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2002. 210 с.
4. Митрохин О.В. Польовий визначник гірських порід. Навчальний посібник. К.: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2024. 95 с.
5. Музафаров В.Г. Визначник мінералів, гірських порід та викопних решток. 1979. 327 с.
6. Немець Ф. Ключ для визначнення мінералів та порід. 1982. 174 с.
7. Павлов Г.Г., Молявко В.Г. Петрографія метаморфічних гірських порід: навчальний посібник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2003. 119 с.
8. Павлов Г.Г. Петрографія: підручник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2014. 527 с.
9. Павлова О.О., Павлов Г.Г. Базові терміни і поняття в літології: довідник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2019. 64 с
10. Павлишин В., Ворошилов Ю., Квасниця І. Мінералогія. Короткий курс для бакалаврів: підручник. К.: ВПЦ «Київський університет», 2017. 527 с.
11. Пічугін Б.В., Федченко Ю.І. Шкільний визначник мінералів і гірських порід. К.: Радянська школа, 1982. 136 с.
12. Юбельт Р., Шрайтер П. Визначник гірських порід. 1977. 235 с.
13. Nurre P. Rock Identification Field Guide. 3rd Edition. Washingtone, 2014. 146 p.
14. Rasmussen J.C. How to identify Rocks and Minerals. 2012. 95 p.
15. https://www.cntraveler.com/story/iceland-volcano-eruption-flights-travel-advice
16. Васильєва І. В. Застосування геофізичних досліджень свердловин під час визначення якісних характеристик вугілля та фізико-механічних властивостей вуглевмісних порід. Мінер. ресурси України. 2020. № 2. С. 32–35. https://doi.org/10.31996/mru.2020.2.32-35
17. Васильєва І. В., Іконніков В. М. Проблеми інтерпретації даних вуглерозвідувальних робіт на Донбасі. Мінер. ресурси України. 2017. № 2. С.14–17. https://mru-journal.com.ua/index.php/mru/article/view/181
18. Геологічні роботи на вугледобувних підприємствах України. КД 12.06204-99. Інструкція. Київ, 2000. 187 с.

19. Гладкий В. Н. Геологічна карта СРСР масштабу 1:200 000, лист М-36-XXXVI. Фонди КП “Південукргеологія”. Дніпропетровськ, 1959.
20. Курганський В. М., Тішаєв І. В. Електричні та електромагнітні методи дослідження свердловин: навч. посібник. Київ: ВПЦ “Київський університет”, 2011. 175 с.