

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/322746923>

Геологія і геоморфологія: навч. посіб.

Book · January 2018

CITATIONS

0

READS

907

3 authors, including:



[M. S. Kovalchuk](#)

National Academy of Sciences of Ukraine

152 PUBLICATIONS 69 CITATIONS

[SEE PROFILE](#)

Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Геологічні ексклюзиви України [View project](#)



DEVELOPMENT OF INFORMATION AND FORECAST DIGITAL RETROSPECTIVE-STATIC MODELS OF HEAVY MINERALS OF EASTERN EUROPEAN PLATFORM [View project](#)



М. С. КОВАЛЬЧУК, У. С. ДОВГІНКА

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
Національний авіаційний університет

М. С. Ковальчук, У. С. Довгінка

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Київ 2017

УДК 3.78.14:55:551.4(075.8)
ББК Д 320я7
К 563

Рецензенти: *К. І. Деревська* – д-р геол. наук, проф.
(Національний науково-природничий музей НАН України);
Г. С. Компанець – канд. геол. наук, старш. наук. співроб.
(Інститут геологічних наук НАН України);
Н. М. Пашинська – канд. географ. наук (Національний авіа-
ційний університет)

*Рекомендовано вченою радою Національного авіаційного
університету (протокол № 3 від 20.04.2016 р.).*

Ковальчук М. С.

K563

Геологія і геоморфологія : навч. посібник / М. С. Ковальчук,
У. С. Довгінка. – К. : НАУ, 2017. – 236 с.

ISBN 978-966-932-023-0

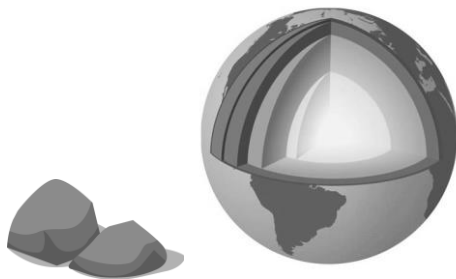
Наведено теоретичні відомості з основ геохімії, мінералогії, криста-
лографії, петрографії, літології, геохронології, палеогеографії, геохімічно-
го, геолого-геоморфологічного, гідрогеологічного картування, які необхідні
студентам для виконання лабораторних робіт з курсу «Геологія і геомор-
фологія». До кожної теми розроблено контрольні запитання й завдання.
Текст ілюстровано рисунками, таблицями, картами, розрізами.

Для студентів напряму підготовки 6.080101 «Геодезія, картографія та
землеустрій».

**УДК 3.78.14:55:551.4(075.8)
ББК Д 320я7**

ISBN 978-966-932-023-0

© Ковальчук М. С.,
Довгінка У. С., 2017
© НАУ, 2017



ПЕРЕДМОВА

Навчальна дисципліна «Геологія і геоморфологія» є базовою теоретичною основою сукупності знань та вмінь, які формують профіль фахівця напряму підготовки 6.080101 «Геодезія, картографія та землеустрій».

У системі підготовки фахівців геологія і геоморфологія посідають особливе місце, оскільки вивчають внутрішню будову Землі та процеси, які відбуваються в її надрах та на поверхні, умови утворення мінералів, гірських порід, корисних копалин, агрономічних руд і закономірності їх розміщення, що важливо для розуміння місця і ролі літосфери у географічній оболонці. Разом із тим розглядаються і зовнішні зміни планети – формування рельєфу її поверхні внаслідок різноманітних геодинамічних процесів.

Основна мета курсу «Геологія і геоморфологія» – це ознайомлення студентів із геологією та геоморфологією як науками, їх народногосподарським значенням, з методами геолого-геоморфологічних досліджень; формування відповідних знань про Землю, її вік, будову, склад; речовинний склад та основні структурні елементи земної кори, закономірності їх розвитку; екзогенні та ендегенні процеси, їх взаємодію, зумовленість та рельєфоутворювальну роль; набуття практичних навичок діагностики мінералів, гірських порід та встановлення відносного віку останніх, аналізу геолого-геоморфологічних карт, геохімічного, геолого-геоморфологічного та гідрогеологічного картування тощо.

Елементи геологічних і геоморфологічних знань необхідні для розуміння механізму формування основних структурних елементів і рельєфу Землі; ґрунтового покриття та його різних типів; різноманітних ландшафтів; дешифрування матеріалів аеро- та космозйом-

ки територій; розуміння причин, запобігання, прогнозування наслідків і моніторингу стихійних природних лих, ґрунтових деградацій та перетворення ландшафтів тощо.

Гірські породи і рельєф є важливими чинниками ґрунтоутворення, які необхідно брати до уваги землевпорядникам у сільсько-господарській діяльності. Низка мінералів та гірських порід становить інтерес як агрономічні руди – сировини для виготовлення мінеральних добрив та хімічних меліорантів.

В умовах нестійкої динамічної рівноваги ландшафтних комплексів, зумовленої значною розчленованістю рельєфу, особливостями літологічного складу гірських порід, надмірним зволоженням тощо, антропогенний фактор часто є найважливішим чинником активного розвитку геоморфологічних процесів, які можуть набувати катастрофічного характеру.

Врахування рельєфу, насамперед його морфологічних характеристик, стає ще актуальнішим з огляду на реформування земельних відносин, зокрема з процесами роздержавлення і приватизації земель, що призводять до зниження концентрації антропогенного виробництва.

Аналіз геологічної будови, рельєфу територій використовують для вирішення різноманітних прикладних завдань, пов'язаних із раціональним землевпорядкуванням, оптимальним розміщенням природно-господарських систем, підвищенням ефективності природокористування й визначення комплексу оптимальних геолого-геоморфологічних умов охорони праці, а також проживання людини і відпочинку. У разі рекреаційного використання територій рельєф розглядають як визначальний ресурсозабезпечувальний чинник, який впливає на рекреаційні властивості територій та вид рекреаційної діяльності.

Вивчення геології і геоморфології є елементом ринкових відносин, набуває економічного та соціального значення.

Знання та вміння, отримані під час вивчення курсу «Геологія і геоморфологія» необхідні для засвоєння низки спеціальних дисциплін, зокрема «Основи ґрунтознавства та ландшафтознавства», «Моніторинг та охорона земель», «Організація дистанційного моніторингу земель», «Геологічна інформатика» та ін.; для виконання дипломної роботи, професійної та практичної підготовки фахівця.

Курс «Геологія і геоморфологія» передбачає вивчення на лабораторних заняттях таких основних розділів геології, як геохімія, мінера-

логія, кристалографія, літологія, петрографія, палеогеографія, стратиграфія, гідрогеологія, геоморфологія, структурна геологія.

Розглянуті в навчальному посібнику теми відповідають тематиці лабораторних занять, доповнюють теоретичний матеріал курсу та дають змогу набути практичних навичок з визначення мінералів та їх габітусу; гірських порід та їх структур і текстур; визначення відносного віку гірських порід; палеогеографічних реконструкцій; аналізу геологічних і геоморфологічних карт; побудови геохімічних карт; геолого-геоморфологічних профілів; геологічних розрізів за даними бурових свердловин і за геологічною картою; карти гідроізогіпс.

ВСТУП

Геологія – природнича наука, що вивчає будову, склад, походження й розвиток Землі. Вона досліджує статичні явища і динамічні процеси, які проявлялися в минулому і відбуваються на Землі сьогодні. В пізнанні нашої планети вона тісно пов'язана з іншими природничими та точними науками (астрономією, геодезією, географією, геоморфологією, біологією, фізикою, хімією та ін.) і широко використовує їх методи та досягнення.

Предметом дослідження геології є верхня кам'яна оболонка Землі – земна кора, а точніше, літосфера, яка охоплює земну кору та верхню частину мантії.

Об'єктом безпосереднього дослідження геології є мінерали, гірські породи, викопні рештки, геологічні процеси.

Основні напрямки геології:

1. *Вивчення речовинного складу земної кори.* Речовину земної кори досліджують такі науки, як *геохімія, мінералогія, петрографія, літологія*. *Геохімія* вивчає хімічний склад гірських порід, закони перерозподілу хімічних елементів, причини і характер їх міграції та концентрації в надрах Землі і на її поверхні. *Мінералогія* розглядає умови утворення, закономірності поширення, фізичні властивості й хімічну природу мінералів як природних хімічних сполук або самородних елементів, які є складовими гірських порід і входять до складу земної кори. *Петрографія та літологія* досліджують склад, властивості, закономірності утворення гірських порід.

2. *Динамічна геологія* вивчає різноманітні процеси, що відбуваються в надрах Землі і на її поверхні. Як розділи динамічна геологія охоплює такі науки, як сейсмологія, вулканологія, геоморфологія, геотектоніка, структурна геологія. *Сейсмологія* – наука про землетруси; *вулканологія* – наука про прояви вулканізму; *геоморфологія* – наука про будову і походження рельєфу земної поверхні; *геотектоніка* – наука про розвиток і будову земної кори; *структурна геологія* вивчає форми залягання гірських порід.

3. *Історична геологія* досліджує історію і розвиток Землі, прояви геологічних процесів у часі. Як розділи історична геологія охоплює такі науки, як історична геологія, стратиграфія, палеонтологія.

Історична геологія вивчає загальні закономірності і послідовність процесів формування земної кори. *Стратиграфія* розглядає послідовність утворення і залягання верствуватих товщ гірських порід. *Палеонтологія* вивчає розвиток органічного світу минулих геологічних епох.

4. *Регіональна геологія* займається питаннями геологічної будови і розвитку окремих регіонів.

5. *Прикладні геологічні науки*, до яких належить вчення про *корисні копалини*, досліджують усі природні мінеральні утворення, котрі можуть бути використані людьми або слугувати об'єктом для вилучення металів, мінералів і хімічних елементів; *гідрогеологія* – наука про походження, склад, умови залягання і рух підземних вод; *інженерна геологія* – наука про геологічні умови спорудження й експлуатації інженерних споруд; *гірничопромислова геологія* – наука, яка вивчає геологічне забезпечення гірничого виробництва при проектуванні, будівництві, експлуатації й ліквідації гірничих підприємств тощо.

Усі геологічні науки тісно пов'язані між собою і дають загальну картину будови і розвитку земної кори і планети в цілому.

Методи пізнання надр Землі поділяються на прямі, лабораторні, непрямі. *Прямі методи дослідження* – це вивчення мінералів, гірських порід та форм їх залягання безпосередньо в природних та штучних відслоненнях, шурфах, канавах, шахтах та у керні свердловин. При прямих дослідженнях відбираються мінерали та проби гірських порід для різноманітних видів лабораторних досліджень речовини, найбільш поширеними з яких є спектральний, хімічний, рентгеноструктурний, мінералогічний, гранулометричний, мікронзондовий, мікроскопічний, електронно-мікроскопічний.

Непрямі методи досліджень охоплюють комплекс методів, які ґрунтуються на різних властивостях матерії Землі: магнітних, гравітаційних, електричних, теплових та даних сейсморозвідки. Найбільш поширеними є гравіметрична, сейсмо-, магніто-, електророзвідки.

Земля має ярусно-оболонкову будову і складається з шести неоднорідних геосфер: зовнішніх (атмосфера, гідросфера біосфера) та внутрішніх (земна кора, мантія, ядро).

Атмосфера – газоподібна повітряна оболонка Землі. Більша частина (90 %) маси атмосфери зосереджена в шарі до висоти 16 км. Атмосферу поділяють на тропосферу, стратосферу, мезо-

сферу, термосферу та екзосферу. Приземний шар атмосфери складається за об'ємом з 78 % азоту, 21 % кисню та 1 % інших газів (озон, водень, аргон, неон, гелій, криптон, ксенон тощо). У нижніх шарах атмосфери міститься певна кількість атмосферної вологи, яка справляє певний вплив на геологічні процеси. Повітряні маси атмосфери перебувають у постійному русі під дією нерівномірного нагрівання поверхні Землі у різних широтах. У результаті виникають постійні потоки повітря; вітри, що періодично дмуть (бризи, мусони, пасати); циклони та антициклони.

Гідросфера – це водна оболонка Землі. Верхня межа гідросфери визначається рівнем поверхні відкритих водойм та льодовиків, а нижня межа невизначена. У складі гідросфери виділяють три основні типи природних вод, які мають різний склад і фізичні властивості. Це океаносфера, води суходолу та льодовики. Підземні води зосереджені в земній корі, але тісно пов'язані з водами гідросфери. Води гідросфери Землі перебувають у постійному русі (колообіг води в природі).

Біосфера охоплює увесь простір верхніх горизонтів Землі, де існує органічне життя (усю гідросферу до глибини понад 11 км; верхню частину літосфери до глибини 4,5 км; нижню частину атмосфери до висоти 16 км). Біосфера бере участь у процесах руйнування та утворення гірських порід, утворенні ґрунтів, впливає на склад атмосфери та гідросфери.

Внутрішні геосфери Землі: центральна – ядро, проміжна – мантія і зовнішня – земна кора. Тверда оболонка Землі безпосередньо вивчена до глибини 15 км за допомогою надглибоких свердловин. Про стан і будову глибших шарів її надр існують лише припущення на підставі даних, одержаних непрямыми методами дослідження.

Земна кора – це тверда верхня оболонка Землі, яка складена різними за походженням, віком, складом і властивостями гірськими породами. Її потужність змінюється від 5–12 км під водами океанів до 30–40 км в рівнинних областях та до 50–75 км в горах. У будові земної кори виділяють три шари (*вертикальна неоднорідність*). *Верхній, або зовнішній шар* – осадовий, складений осадовими і вулканогенно-осадовими породами: глинистими (42 %), піщаними (20 %), вулканогенно-осадовими (19 %) та карбонатними (19 %). Осадовий шар покриває майже всю поверхню Землі і в глибоких западинах досягає потужності 20–25 км. Існують ділянки, де осадоч-

вий шар відсутній. *Середній шар* – гранітний; він називається так за схожістю властивостей порід із властивостями гранітів і складений гнейсами (37,6 %), гранодіоритами, діоритами (19,9 %), гранітами (18,1 %), амфіболітами (9,8 %), кристалічними сланцями (9,0 %), а також габроїдами, мармурами, сієнітами та ін. Розташований гранітний шар під материками і досягає потужності 20 км. Нижня межа гранітного шару називається поверхнею Конрада. *Нижній шар* земної кори – базальтовий; він складений важкими кристалічними породами, котрі за своїми властивостями близькі до земних базальтів. Базальтовий шар поширений повсюдно і досягає потужності до 40 км.

Горизонтальна неоднорідність будови земної кори проявляється в різній будові на континентах і в межах океанічних западин. У зв'язку з цим виділяють такі типи земної кори: континентальний (характерний для континентів і складається з осадового, гранітного і базальтового шарів), океанічний (притаманний ложу Світового океану і складається з осадового та базальтового шарів), субконтинентальний (характерний для островних дуг і окраїн материків та складається з осадового, гранітного і базальтового шарів) і субокеанічний (притаманний глибоководним улоговинам окраїнних та внутрішніх морів, інколи глибоким западинам на суходолі та складений осадовим та базальтовим шарами).

Поверхнею Мохоровичича (Мохо, чи М) земна кора відділяється від мантії, яка йде нижче земної кори до глибини 2900 км від поверхні. Вона поділяється на верхню мантію (до глибини 1000 км) та нижню (до 2900 км). У верхній мантії розташований астеносферний шар, якому належить провідна роль у глибинних геологічних процесах. Твердий надастеносферний шар мантії разом із земною корою називається *літосферою*.

Ядро – внутрішня найбільш щільна оболонка Землі. Виділяють зовнішнє ядро (до глибини 4980 км), перехідний шар (4980–5120 км) і внутрішнє ядро (нижче 5120 км). Вважають, що зовнішнє ядро перебуває у стані, який наближається до рідкого, а в межах внутрішнього ядра речовина перебуває у твердому стані.

Щільність Землі змінюється від 2,4 до 12,5 г/см³ (в середньому 5,52 г/см³) і збільшується в напрямку від поверхні до центру планети.

Земля має гравітаційне поле. Сила тяжіння завжди спрямована перпендикулярно до поверхні геоїда. Над океанами сила тяжіння завжди більша, ніж над континентами. Над континентом є ділянки

оптимального зростання й зменшення сили тяжіння. Вони називаються позитивними й негативними гравітаційними аномаліями. *Позитивна аномалія* вказує на більш щільні гірські породи, пов'язані з рудоутворенням. *Негативна аномалія* свідчить про більш легкі породи (часто вказує на поклади нафти й газу).

Температурний режим поблизу поверхні Землі визначається теплом, яке надходить від Сонця, і тепловим потоком, який надходить із глибин Землі. Зростання температури в градусах Цельсія на одиницю глибини називається *геотермічним градієнтом* (в середньому 30 °C на 1 км), а інтервал глибини в метрах, на якому температура підвищується на 1 °C, називається *геотермічною сходинкою* (близько 33 м). На певній глибині в земній корі є так званий *пояс постійної температури*, яка дорівнює середньорічній температурі цієї місцевості.



Тема 1

ОСНОВИ ГЕОХІМІЇ

Речовина земної кори в порядку ускладнення ступеня її організації утворює такий послідовний ряд: хімічний елемент – мінерал – гірська порода – комплекс (формація) гірських порід.

Геохімія – це наука про хімічний склад Землі, її оболонок і різних геологічних утворень, наука про закони міграції, концентрації і розсіяння хімічних елементів у різних геологічних процесах.

Головне завдання геохімії полягає в пізнанні сутності геологічного об'єкта, який досліджується на рівні хімічних елементів, виявленні закономірностей будови, умов і процесів його утворення та ухвалення на цій підставі практично важливих рішень.

Як і багато інших геологічних дисциплін (петрографія, кристалографія), геохімія «виросла» та виокремилася з мінералогії. При цьому геохімія не просто виділилася з неї, а показала, що процеси мінералоутворення є складовою частиною історії розвитку речовини Землі, тобто є процесами геохімічними.

Головного практичного застосування геохімія набула при пошуках мінеральної сировини. Геохімічні методи пошуків корисних копалин оформилися в самостійну прикладну науку. Важливого значення геохімія набуває при вирішенні проблем охорони навколишнього середовища, особливо в боротьбі з техногенним забрудненням. Методологія таких робіт, конкретні методи та методики близькі до тих, які застосовують при геохімічних пошуках корисних копалин. Аналіз законів розподілу хімічних елементів у ландшафтах надає медицині вихідні дані для з'ясування причин захворювань, пов'язаних із дефіцитом або надлишком елементів у ґрунтах, водах, атмосфері, продуктах харчування. Перспективним є

застосування методів геохімії в курортології, геронтології і при вирішенні безлічі проблем медицини. Провідну роль тут відіграють вчення про біогеохімічні провінції і геохімію ландшафту. Використання геохімії в сільському господарстві різноманітне. Вона допомагає боротися з хворобами культурних рослин і домашніх тварин, які пов'язані з дефіцитом або надлишком елементів у ґрунтах, водах і кормах. Геохімічний підхід важливий при застосуванні добрив, меліорації (особливо при вторинному засоленні ґрунтів) і т.д. Геохімічні дослідження важливі і для хімічної технології, оскільки дозволяють виявляти нові джерела сировини та намічати шляхи найбільш раціональної її переробки.

Земля поділяється на декілька зон або сфер, які мають близькі особливості умов існування хімічних елементів і характерних геохімічних процесів: ядро (тверде та рідке), мантія (нижня і верхня), астеносфера, поверхня Мохоровичича (проміжний шар), літосфера (нижня – базальтовий шар, межа Конрада, середня – гранітний, гранітоїди, верхня – метаморфічна зона і кора вивітрювання).

Вважають, що склад ядра відповідає залізним метеоритам ($\text{Fe} = 80,78 \%$, $\text{Ni} = 8,59 \%$, $\text{Co} = 0,63 \%$). Ймовірно, у залізисто-нікелевому ядрі є домішки легких елементів (Si , S , Al , O). Існує думка щодо гідридного (з'єднання елементів із воднем) і карбідного (метали + неметали + C , SiC , Fe_3C , WC , TiC , CaC_2) складу ядра Землі.

Нижня мантія вважається силікатно-сульфідною. Її хімічний склад приблизно відповідає кам'яним метеоритам: $\text{O} = 35 \%$, $\text{Fe} = 25 \%$, $\text{Si} = 8 \%$, $\text{Mg} = 14 \%$, $\text{S} = 2 \%$, $\text{Ca} = 1,4 \%$, $\text{Al} = 1,3 \%$, $\text{Ni} = 1,35 \%$, $\text{Na} = 0,7 \%$, $\text{Cr} = 0,25 \%$, $\text{Mn} = 0,20 \%$.

Хімічний склад земної кори визначено на підставі дослідження хімічного складу мінералів і гірських порід.

У 1889 р. американський геохімік Ф. Кларк опублікував перші дані про середній вміст хімічних елементів у земній корі.

У 1923 р. О. Є. Ферсман запропонував середній вміст хімічного елемента в земній корі, розрахований на весь її об'єм і виражений у вагових або об'ємних відсотках, називати *кларком*.

Величина кларка визначає геохімію елемента в земній корі за законом Гольдшміда: геохімія елемента в земній корі визначається як його хімічними властивостями, так і величиною його кларка. Наприклад, елементи з однаковими кларками поведуться в земній корі по-різному (Ga , Ni , Co , Sn , U), а з різними мають схожість

(S і Se, Cu і Sr). У природі хімічні елементи вступають у взаємодію не пропорційно їх масам, а відповідно до кількості їх атомів. Тому розрізняють масові та атомні кларки.

Масові кларки – це середні масові вмісти елементів, виражені у відсотках або грамах на тону.

Атомні кларки відображають процентну кількість числа атомів, а об'ємні показують, який об'єм породи у відсотках займає цей елемент (табл. 1.1).

Таблиця 1.1

Атомні і масові кларки елементів

Легкі елементи			Важкі елементи		
Елемент	Масовий кларк, г/т	Атомний кларк, %	Елемент	Масовий кларк, г/т	Атомний кларк, %
O	47	58	U	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$2 \cdot 10^{-5}$
Li	$3,2 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-2}$	Au	$4,3 \cdot 10^{-7}$	$5 \cdot 10^{-8}$
Be	$3,8 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	Ra	$2 \cdot 10^{-10}$	$9 \cdot 10^{-12}$

У земній корі хімічні елементи зустрічаються в атомарному, іонізованому та молекулярному станах. Вони утворюють гази, рідини і тверді тіла. У земній корі нараховують 93 хімічні елементи, більшість із них представлена сумішшю ізотопів. Поширеність хімічних елементів у земній корі вкрай нерівномірна, характеризується значними контрастами і відповідає їх положенню в періодичній системі елементів (рис. Д1.1, дод. 1, CD) – найбільш поширені елементи розташовані на початку періодичної системи і зі збільшенням порядкового номера поширеність елементів зменшується.

У земній корі переважають легкі елементи до заліза включно. Домінують елементи з парними номерами з атомної маси (86,43 %) як найбільш стійкі, і дуже мало їх із непарними номерами (13,53 %). Особливо великі кларки мають ті елементи, атомна маса яких ділиться на чотири: O, Mg, S, Ca і т.д.

Серед атомів одного і того ж елемента переважають ізотопи з масовим числом, кратним чотирьом, наприклад: ^{16}O – 99,76%; ^{17}O – 0,04; ^{18}O – 0,2; ^{32}S – 95,01; ^{33}S – 0,75; ^{34}S – 4,22; ^{36}S – 0,02. Елементи з парними порядковими номерами мають більшу кількість ізотопів, аніж із непарними.

Залежно від генезису елемента співвідношення між ізотопами в природі буде різним і відрізнятиметься атомна маса. Це використовується в геології як індикатор походження порід, наприклад, атомна маса Pb 207,21, в уранових рудах – 206,1, в торієвих – 207,97. При цьому хімічні властивості всіх видів свинцю однакові. Хімічний елемент встановлюють не за масою ізотопу, а за сукупністю атомів із позитивним зарядом ядра. Серед парних елементів, починаючи з № 2 He, найбільший кларк має кожен шостий: № 8 – O; № 14 – Si; № 20 – Ca; № 26 – Fe; № 32 – Ge; № 38 – Sr і т.д. Аналогічне правило серед непарних елементів, починаючи з № 1 – H; № 7 – N; № 13 – Al; № 19 – K; № 25 – Mg; № 31 – Ga; № 37 – Rb і т.д.

Рідкісні елементи мігрують інтенсивніше, ніж близькі їм за хімічними властивостями більш поширені. Тому рідкісні аніони (CrO_4^{2-} , SeO_4^{2-}) з'єднуються з поширеними катіонами (Ca, Mg, Fe) і навпаки. «Хімічна» поведінка елемента відрізняється від «геохімічної». Наприклад, S і Se подібні за хімічними властивостями, а в геохімії відрізняються: S – провідний елемент багатьох процесів, утворює руди, сульфіді, інші мінеральні форми, а для Se це нехарактерно.

Провідні елементи визначають геохімічні особливості системи і виступають у ролі типоморфних елементів або геохімічних диктаторів. Прикладом є водень. Він добре мігрує, здатний до концентрації (вуглеводні) і впливає на міграцію інших елементів. При високому його вмісті в розчині середовище має кислу реакцію, яка руйнує мінеральні сполуки і переводить їх у міграційну форму. Для кремнію кисле середовище є геохімічним бар'єром, на якому він осідає. Провідними можуть бути рідкісні елементи у місцях їх концентрації (Hg, U, Mo).

Кларк впливає на здатність елементів утворювати мінерали. Кількість мінеральних видів елемента зменшується зі зменшенням його кларка. Наприклад, при величині кларка від 1 до 10 % елемент може утворювати до 239 з'єднань, при кларку 10^{-5} – 10^{-6} % – лише до 23 мінеральних видів. Зі зменшенням кларків відсутні умови для концентрації елементів, важче досягається розчинність і випадіння самостійної фази з розплаву.

Здатність елементів до мінералоутворення (M) визначається відношенням кількості мінералів (n) цього елемента до його кларка (K) в земній корі (табл. 1.2)

$$M = n / K.$$

Таблиця 1.2

Мінералоутворення елементів (за О. С. Поварських)

Елемент	Кларк (К)	Кількість мінералів (n)		Здатність до мінералоутворення (М)	
		у земній корі	у гіпергенних умовах	у земній корі	у гіпергенних умовах
Cr	$8,3 \cdot 10^{-3}$	17	6	$2 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^2$
Zn	$8,3 \cdot 10^{-3}$	66	29	$8 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^2$
V	$9 \cdot 10^{-3}$	61	10	$6,8 \cdot 10^3$	$1,1 \cdot 10^3$
Ni	$5,8 \cdot 10^{-3}$	53	40	$9,1 \cdot 10^3$	$7 \cdot 10^3$

За Є. М. Квятковським, елементи з більшою здатністю до мінералоутворення називаються *мінералофільними* (Si, C, Fe, Bi, Te, Se, U, S), а з меншою – *мінералофобними* (Mg, Ba, Ga, Rb, Sr, In, Tl, TR).

Кількість мінеральних видів обмежує зміщення обмінних рівноваг, які підкоряються кристалохімічним і термодинамічним законам, тому широко поширені одні й відсутні інші види. Впливає ізоморфізм, оскільки близькість іонних радіусів при заміщенні не завжди утворює ізоморфні суміші в разі значної відмінності електро-негативності (вони не повинні перевищувати різниці понад 0,4).

Однак межі взаємної змішуваності різко зростають, якщо підвищується температура і тиск, що відповідає гіпогенним умовам. Частина елементів не утворює власні мінеральні види і входить у кристали поширених «ідеальних ізоморфних партнерів»: Rb → K; Hf → Zr, Re → Mo. Майже 1/3 всіх стабільних елементів або не утворюють власні мінерали, або утворюють дуже рідкісні мінерали в специфічних умовах (високий тиск і температура та ін.): Ge, Ga, Sc, Ta, Nb, Cd, In, Tl, Y, платиноїди, рідкісні землі; тобто що важчий елемент, то менше його мінеральних видів.

Отже, головними елементами-будівниками літосфери є лише вісім хімічних елементів, які складають у сумі понад 98 вагових відсотків. Це *кисень* – 46,50 %; *кремій* – 25,70 %; *алюміній* – 7,65 %; *залізо* – 6,24 %; *кальцій* – 5,79 %; *магній* – 3,23 %; *натрій* – 1,81 %; *калій* – 1,34 %.

Кларки багатьох елементів не перевищують 0,01–0,0001 %. Хімічні елементи з такими кларками називають *рідкісними*. Якщо вони не утворюють власних мінералів і не мають здатності до концентрації, їх називають *рідкісними розсіяними*. Хімічні елементи з кларками, меншими за 0,01 %, називають *мікроелементами*.

У 1937 р. В. І. Вернадський увів термін кларк концентрації для кількісної характеристики ступеня відмінності вмісту хімічного елемента в певній природній системі (або її частині) від кларка літосфери. *Кларк концентрації* обчислюють за формулою:

$$KK = k_i / K_i,$$

де k_i – вміст (кількість) i -го елемента в n -компоненті; K_i – кларк i -го елемента в літосфері (найбільш поширений підхід) або кларк i -го елемента в n -компоненті.

Близьким за значенням до кларка концентрації є *коефіцієнт концентрації* (Kc). За коефіцієнтом концентрації визначають співвідношення між кількістю хімічного елемента в об'єктах, що порівнюються між собою, тобто коефіцієнт концентрації характеризує ступінь накопичення елементів у системі (компоненті) відносно будь-якого обраного еталона. За коефіцієнтом концентрації розраховують відношення вмісту елемента в об'єкті до його фонового значення у відповідному компоненті навколишнього середовища – ґрунтах, водах тощо.

Асоціацією хімічних елементів називають групу елементів, які виявляються в кількості, відмінній від критеріального (геохімічного фону або кларка). Ступінь перевищення концентрації елемента над фоновим значенням показує коефіцієнт концентрації Kc .

Формула геохімічної асоціації (ранжовані за зменшенням величини Kc ряди елементів, які входять в асоціацію) відображає співвідношення між елементами і дозволяє виокремити серед них пріоритетні забрудники.

Парагенетичною називають таку асоціацію, в якій накопичення елементів пов'язане з єдиним джерелом надходження елементів або загальним міграційним процесом.

Асоціації співіснування відрізняються тим, що елементи з різних джерел механічно зведені на одній ділянці. Кількісною мірою асоціації є інтегральний показник забруднення Zc , який являє собою адитивну суму коефіцієнтів концентрації елементів над одиничним рівнем:

$$Zc = \sum Kc - (n - 1),$$

де n – кількість елементів із Kc більше одиниці.

Зона забруднення – це ділянка території, де вміст елементів-забрудників перевищує встановлені санітарні норми, що створює загрозу для здоров'я людини.

За поведінкою хімічних елементів у геологічних процесах виділяють п'ять груп: літофільні; халькофільні; сидерофільні; атмофільні; біофільні.

Літофільні елементи – це елементи гірських порід. Вони виявляють спорідненість із киснем і утворюють мінерали – кисневі сполуки (оксиди, гідроксиди, силікати, карбонати та ін.). До літофільних елементів належать O, Si, Mg, Al, Fe, Ca, Na, K, Zr, Ti, U, Th, Mn, Cr, B, Cl, F та ін.

Халькофільні елементи – це елементи, які схильні давати природні сполуки з сіркою (селеном, телуrom), тобто сульфідів, селенідів, телуридів, і легко переходять у самородний стан. Це – S, Cu, Fe, Pb, Zn, Cd, As, Sb, Hg та ін.

Сидерофільні елементи розчиняються в розплавах заліза і утворюють із ним тверді сплави. Багатьом із них властивий самородний стан. Сидерофільними елементами є Fe, Ni, Co, Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt, Mo, Re, C, Au та ін.

Атмофільні елементи – це елементи земної атмосфери: N, O, C, He, Ne, Ar, Kr, Xe і ін.

Біофільні елементи – це елементи біосфери: C, H, O, N, P і частково Ca, Mg, Fe, K, I та ін.

Хімічний склад земної кори змінювався протягом геологічного часу, і ця еволюція триває й зараз. Основні причини зміни хімічного складу такі:

- процеси радіоактивного розпаду, які призводять до перетворення одних хімічних елементів на інші;
- надходження космічної речовини у вигляді метеоритів і космічного пилу;
- процеси диференціації речовини Землі, які призводять до міграції хімічних елементів з однієї геосфери в іншу.

Зовнішні чинники в поєднанні з внутрішніми і середовищем створюють умови, за яких відбувається трансформація природних сполук, перегрупування атомів й іонів і встановлення певної рівноваги на підставі фізичних, хімічних, біохімічних законів та закономірностей на Землі. Це призводить до формування процесів, які діють за певних умов геосфер і створюють різноманітні сполуки органічної та неорганічної природи, які приурочені до певних ділянок чи регіонів Землі.

Геохімічний процес – це фізико-хімічні природні реакції, внаслідок яких розподіляються атоми і сполуки в просторі і в часі для

досягнення рівноваги, характерної за конкретних гідротермічних умов земного середовища.

Переміщення хімічних елементів, їх іонів, сполук, речовини загалом у просторі називають *міграцією*.

Розрізняють внутрішні і зовнішні чинники міграції. *Внутрішніми чинниками* є фізичні та хімічні властивості самих атомів, іонів та їх сполук. Серед них розмір, заряд, потенціали іонізації, електронегативність, маса, леткість, плавкість, кислотність-лужність, окисно-відновні властивості атомів, іонів, розчинність сполук та ін.

Зовнішніми чинниками є параметри середовища, в якому відбувається міграція. Найважливішими з них є температура та її градієнт; тиск і градієнт тиску; концентрація та її градієнт; кислотність-лужність середовища (pH); окисно-відновний потенціал середовища (Eh); інтенсивність динаміки транспортувального потоку; градієнт рельєфу місцевості; відсутність-наявність і кількість органічної речовини в середовищі; наявність-відсутність води в середовищі та ін.

Дія зовнішніх чинників регулює міграцію хімічних елементів. Наприклад, підвищення температури сприяє розчиненню, плавленню речовини, переходу її хімічних елементів у більш рухливу флюїдну фазу. Градієнт температури, змінюючи густину речовини міграційного потоку, може призвести до спливання, утворення конвективних потоків і конвективної міграції речовини. Градієнт тиску зумовлює рух флюїдів з областей високого в область більш низького тиску. Градієнт концентрації зумовлює дифузію хімічних елементів із області високих в область більш низьких концентрацій. Величини pH, Eh впливають на розчинність сполук хімічних елементів і, отже, зумовлюють міграційну рухливість цих елементів. У рухомих поверхневих водних і повітряних потоках їх транспортувальна сила зростає зі збільшенням швидкості потоку і знижується при зменшенні швидкості потоку. У цьому проявляється вплив динаміки потоку на міграцію. Градієнт рельєфу створює градієнт сили тяжіння, і що більший цей градієнт, то вища транспортувальна сила. Органічна речовина, забезпечуючи транспортну, середовищеутворювальну і бар'єрну функції, істотно визначає міграційну здатність багатьох хімічних елементів. Наявність води в глибинних флюїдах збільшує їх розчинну і транспортувальну здатність.

Відмінності в міграційній здатності хімічних елементів призводять до їх диференціації й утворення природних і природно-

техногенних систем із різними кількісними співвідношеннями між елементами. Залежно від форм руху матерії, законів та механізмів, за якими відбувається переміщення, фізичного стану і хімічної форми мігрантів, фізичного стану міграційного потоку класифікуються види міграції. Залежно від форм руху матерії, з яким пов'язане переміщення речовини в напрямку ускладнення процесу, виокремлюють такі види міграції: механічну; фізико-хімічну; біогенну; техногенну.

Механічна міграція – це переміщення речовини, яке відбувається внаслідок дії законів механіки, гідродинаміки, гравітації тощо. Розрізняють такі підвиди механічної міграції: гравітаційну (обвали, зсуви, осипи); водну (перенесення речовини водними потоками); водно-гравітаційну (селеві потоки); повітряну міграцію (перенесення речовини вітром); фізичну (вивітрювання). Основного значення за механічної міграції набувають параметри потоків (об'єм, швидкість тощо), і параметри частинок, що переносяться (їх розміри, форма, щільність тощо), наявність перешкод на шляху міграції (нерівності земної поверхні, штучні перешкоди), характер і параметри поверхні (довжина, кут нахилу, нерівності та щільність поверхні ковзання), інтенсивність та розміри руйнації порід та ін.

Фізико-хімічна міграція – це переміщення хімічних елементів, яке відбувається згідно із законами фізики, хімії та основними типами взаємодії елементів. Хімічні елементи мігрують у вигляді іонів, недосицiovаних молекул, колоїдних міцел, вільних радикалів. Основними механізмами фізико-хімічної міграції є дифузія, осаджування, сорбція, десорбція та ін. Здатність хімічних елементів до фізико-хімічної міграції залежить від їхніх хімічних і фізичних властивостей, дії внутрішніх і зовнішніх чинників міграції, поширення елементів у геосистемі.

Біогенна міграція хімічних елементів відбувається в процесі утворення та розкладання живої речовини, зокрема в процесі фотосинтезу, дихання, біологічного поглинання мінеральних речовин із ґрунту, біологічної акумуляції хімічних елементів, при відмиранні живої речовини – в процесі її розкладання та мінералізації. Живі організми є головним чинником міграції хімічних елементів.

Техногенна міграція відбувається в процесі господарської діяльності людини. Техногенна міграція, як і природна, може бути механічною, фізико-хімічною, біогенною.

Різкі зміни зовнішніх чинників міграції за певної геологічної обстановки призводять до різких змін міграційної здатності хімічних елементів і тим самим виконують роль геохімічних бар'єрів, сприяють концентрації речовини і утворенню родовищ корисних копалин.

Ділянки земної кори, де на невеликих відстанях різко зменшується інтенсивність міграції хімічних елементів, внаслідок чого відбувається їх концентрація, називаються *геохімічними бар'єрами*.

Для характеристики геохімічних бар'єрів використовують такі показники, як градієнт та контрастність бар'єра. *Градієнт бар'єра* відображає зміну показників умов міграції у напрямі руху хімічних елементів. Розраховують його так:

$$G = dm / dl, \text{ або } G = (m_1 - m_2) / dl,$$

де dl – ширина бар'єра; m_1 – значення показника умов міграції (температура, тиск, швидкість, рН тощо) до бар'єра; m_2 – значення показника умов міграції після бар'єра.

Відношення показників умов міграції у напрямі руху елементів до і після бар'єра називають *контрастністю бар'єра* і визначають як:

$$S = m_1 / m_2.$$

Інтенсивність концентрації елементів зростає зі збільшенням контрастності та градієнта бар'єра.

Розрізняють мікро-, мезо- і макробар'єри. Наприклад, зона дельти – макробар'єр, рудне тіло – мезобар'єр, рудний прожилок – мікробар'єр. На бар'єрі одна геохімічна обстановка змінюється іншою.

Виокремлюють два види бар'єрів: природні та техногенні. Кожен вид поділяється на три типи: механічні, фізико-хімічні, біогеохімічні.

Механічні бар'єри формуються у результаті наявності природних або антропогенних перешкод на шляху механічної міграції та зміни швидкості у водному, гравітаційному, льодовиковому або повітряному та ін. потоках. Із ними, наприклад, пов'язано утворення розсіпів.

Фізико-хімічні бар'єри (на ділянках різкої зміни, Т, Р, Eh, рН та ін.) являють собою різку зміну фізико-хімічних умов середовища і залежно від цих умов поділяються на різні класи: А – окиснювальний (кисневий), В – сульфідний (сірководневий), С – відновлювальний без H_2S (глейовий), D – лужний, Е – кислий, F – випарний, G – сорбційний, Н – термодинамічний (пониження Т і Р), J – сульфатний, К – карбонатний.

Окиснювальний і відновлювальний бар'єри формуються під час водної міграції хімічних елементів (їхніх сполук, іонів) у зв'язку зі зміною окиснювально-відновних умов (Eh). На таких бар'єрах концентруються елементи насамперед зі змінною валентністю.

Окиснювальний (кисневий) бар'єр формується при зміні відновлювальних умов окисними. На цьому бар'єрі відбувається концентрація Fe, Mn, Co (з кисневих і глейових вод), а також S, Se (з сірководневих і сульфідних вод). Так, наприклад, у місцях виходу глейових вод, збагачених Fe^{2+} і Mn^{2+} , осідають їх гідроокисли, утворюючи залізомарганцеві конкреції (стягіння), болотні та озерні руди.

У разі різкого зростання відновлювальних властивостей середовища виникають *відновлювальні бар'єри* – сірководневі й сульфідні, а також глейові, на яких концентруються Cu, Au, Ag, S, Se, U, Mo, V та ін.

Відновлювальні глейові бар'єри – концентрація U, V, Cu, As та ін. у вигляді карбонатів, фосфатів.

Відновлювальні сірководневі бар'єри – концентрація Ni, Co, Zn, Hg, Cu, Pb у вигляді сульфідів, самородних елементів; можлива наявність сірководню, метану та інших газів.

Лужний бар'єр – концентрація Ca, Mg, Cd, Ba, Sr, Zn, Fe та інших елементів у формі гідроксидів, карбонатів, фосфатів.

Кислий бар'єр – концентрація Mo, Si, Ge.

Сорбційний бар'єр – сорбція на негативних колоїдах (глинистих мінералах) іонів Ca, K, Mg, Zn, Co, Pb, Cu, і на позитивних колоїдах (гідроксидах алюмінію й заліза) Mo, P, S, V.

Випарний бар'єр (солончаки, солоні озера) – концентрація Na, K, Ca, Cl, Sr, S та ін.

На геохімічних бар'єрах окиснювачами можуть бути O_2 , O_3 (озон), NO_2 , H_2O_2 , NO; відновлювачами – H_2 , H_2S , CO, N_2 , NH_3 , CH_4 , органіка; підвищують кислотність ($\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$), HCl, HF, ($\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O}$), SO_2 ; підвищують лужність K, Na, Ca, Mg.

Біогеохімічні бар'єри спричинені зменшенням інтенсивності біогенної міграції. Наприклад, з ними пов'язано накопичення торфу, утворення покладів вугілля. Часто бар'єри бувають комплексними. Біогеохімічні бар'єри виникають внаслідок біопоглинання, біоаккумуляції, розкладання органічної речовини, біогенного мінералоутворення. Найчастіше біогеохімічні бар'єри локалізуються у верхньому шарі гумусового горизонту ґрунтів. Після відмирання

рослин у верхньому шарі концентруються елементи, коефіцієнти біологічного накопичення яких перевищують одиницю. На біогеохімічному бар'єрі концентруються С, Н, О, N, I, К, Р, В, Sr та інші елементи. У гумусовому і торф'яному шарах концентруються Mn, Ni, Co, Ca, K, P, B, Sr та ін.

Дослідження геохімічних умов передбачає встановлення геохімічного фону, тобто визначення геохімічних параметрів природних еталонів ландшафтно-геохімічних систем.

Геохімічний (природний) фон – це середнє модальне значення геохімічного показника (показників) і статистично допустимий інтервал його зміни, який притаманний геологічному простору (геологічному об'єкту).

Геохімічний фон характеризується провідною асоціацією елементів; елементами з кларками концентрації більше одиниці; типоморфними елементами; рівнем концентрації; ступенем неоднорідності; хімічною формою провідних елементів.

У геохімії застосовують класифікації хімічних елементів: В. М. Гольдшмідта, О. Є. Ферсмана, В. І. Вернадського, О. М. Заварицького.

За даними О. М. Заварицького (рис. Д1.2, дод. 1, CD), відповідно до періодичної системи елементів виокремлено блоки, до яких входять близькі геохімічно хімічні елементи: *благородні гази*; *гірських порід* (Na, Mg, Si, Al, Ca, Li, Be, Rb, Sr, Cs, Ba); *магматичних еманцій* (B, F, Cl, S, P, O, C, N); *групи заліза* (Fe, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni); *рідкісні* (Nb, Ta, Sc, Y, Mo, Hf, W); *радіоактивні*; *металевих руд* (Cu, Zn, Sn, Hg, Ag, Au, Ga, Cd, In, Pb); *металоїдні та металогенні* (As, Sb, Bi, Te, Se); *групи платини*; *важкі галоїди* (Br, J).

За здатністю створювати певні хімічні сполуки в природі і концентруватися в середовищі В. М. Гольдшмідт розділив елементи на п'ять груп: літофіли (оксифіли), халькофіли, сидерофіли, атмофіли, біофіли.

Літофіли утворюють кисневі сполуки, їх іони мають 8-електронну оболонку. До них належать 54 елементи (Si, Fe, Ti, Cl, Br, B, Al, Ca, Mg та ін.).

Для *халькофілів* характерна взаємодія з сіркою та її аналогами – селеном, телуrom. Зовнішня оболонка катіонів має 18-електронну конфігурацію (Cu, Zn, Pb, Cd, Fe, Co і ін.). Природні сполуки утворюють сульфіди.

Сидерофіли (Ni, Mo, Ni, Co, Os, Pd, Ir, Pt, Au та й ін.) в розплавах з'єднуються з залізом. Вони представлені атомами, які утворюють перехідні іони з зовнішньою оболонкою 9–17-електронної конфігурації.

Атмофіли характерні для атмосфери, їх атоми мають електронну конфігурацію інертних газів (дво- і восьми електронну).

Біофіли (C, H, O, N, P, S, Cl, Na, Ca, Mg, Fe та ін.) концентруються в живих організмах з утворенням різних з'єднань.

У класифікації В. М. Гольдшміда деякі елементи поєднують у собі властивості сидерофілів і халькофілів (Co), халькофілів і літофілів (Fe).

В основу геохімічної класифікації В. І. Вернадський поклав історію поведінки хімічного елемента в земній корі. Відповідно до цього всі елементи поділено на шість груп: *благородні гази* (He, Ne, Ar, Kr, Xe); *благородні метали* (Ru, Rh, Pd, Os, Ir, Pt); *циклічні елементи* (H, Be, B, C, N, O, F, Na, Mg та ін. (усього 44)); *розсіяні елементи* (Li, Sc, Ga, Br, Rb, Y, In, I, Cs); *радіоактивні* (Po, Nt, Ra, Ac, Th, Pa, U); *рідкісноземельні* (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu).

Класифікація елементів, складена О. І. Перельманом, відповідає їх поведінці в умовах зони гіпергенезу. У класифікації враховувалася інтенсивність, контрастність, види міграції елементів у різних геохімічних обстановках, а також їх властивості і кларки.

Хімічні елементи поділені за формою міграції на дві основні групи: *повітряні* і *водні*. З активних повітряних мігрантів переважно складається жива речовина, природні води. Повітряні мігранти значною мірою визначають рН і Eh природних вод. Пасивні повітряні мігранти не відіграють суттєвої ролі в ландшафті. Водні мігранти поділяються на *аніоногенні* та *катіоногенні*, поведінка яких у ландшафті визначається властивостями самих елементів та геохімічними умовами середовища (Eh і рН). Кожна виокремлена група являє собою парагенетичну асоціацію елементів, осадження яких відбувається на геохімічних бар'єрах. У межах груп хімічні елементи розташовані за зменшенням кларка. За схожих хімічних властивостей що вищий кларк, то більша геохімічна роль елемента.

Результати геохімічних досліджень відображаються на геохімічних картах.

Геохімічні карти – це карти, які відображають закономірності просторового розподілу хімічних елементів у гірських породах.

Виявляють області розсіювання і зони концентрації елементів у різних типах порід і в межах різних структурних зон регіону. Виокремлюють загальні та часткові геохімічні карти.

Загальні геохімічні карти складають на підставі використання якісних і напівкількісних аналітичних даних, які наносять на генералізовану геологічну або тектонічну основу у вигляді хімічних символів різної величини й форми та показують ділянки наявності або підвищеної концентрації окремих елементів і їх груп.

Під час складання *часткових (поелементних) геохімічних карт* використовують результати кількісних визначень елементів, характерних для певного регіону. Часткові геохімічні карти зазвичай складають для елементів, які визначають металогенічну і промислову спеціалізацію регіону (наприклад, Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Ni, U та ін.), або для супутніх елементів-індикаторів, які мають велике значення для пошуків (наприклад, S, As, Sb, F, Cl та ін.). Приклад поелементних карт зображено на рис. Д1.3, дод. 1, CD.

Зміни абсолютних і/або відносних (порівняно з кларком) вмістів кожного з елементів у породах на площі регіону відображають різними кольорами або ізолініями. Доцільно будувати спільні карти абсолютних і відносних вмістів (кларків концентрації (КК)) хімічних елементів. Так, вміст заліза або титану може в декілька разів перевищувати вміст цинку, однак кларки концентрацій цих елементів можуть бути близькі до кларків заліза – 4,65 %; титану – 0,45 %, а цинку – $8,3 \cdot 10^{-3}$ %.

У разі геохімічного картування територій, утворених осадовими або осадово-вулканогенними породами і добре забезпечених буровими даними, найбільш раціональною є побудова літолого-геохімічних карт.

На літолого-геохімічних картах ізолінії відображають кількісну зміну вмісту будь-якого характерного елемента або величини відносно геохімічно близької пари елементів у стратиграфічно одновікових товщах, які утворювалися в межах давнього басейну седиментації.

Геохімічна карта разом із розрізами, гістограмами, таблицями хімічних і мінералогічних аналізів та іншими геохімічними матеріалами дозволяє з'ясовувати причини виникнення аномальних (промислових) концентрацій елементів порівняно з фоновими їх вмістами в породах регіону. Геохімічні карти істотно доповнюють дані прогнозно-металогенічних карт, що сприяє виявленню перспективних площ під час пошуків родовищ ендегенних й екзогенних корисних копалин. Відображення на геохімічній карті областей підвищених і низьких концентрацій деяких елементів (наприклад, J, U, Sr, Cu, Zn, P, Pb, Cd та ін.) особливо важливо для екології, медицини та сільського господарства.

Геохімічні карти складають у масштабі від 1:10000 до 1:200000 залежно від характеру й стадії геохімічних досліджень. Перетин ізоліній вибирають відповідно до обраного масштабу карти, густоти точок опробування і т.д. Звичайний перетин вважають рівним 1,0; 2,0; 5,0; 10,0 мкг/кг. Вмісти хімічних елементів у пробі порід наносять на топографічну основу карти і методом інтерполяції будують ізолінії.

Найзручніше інтерполювати способом трикутників, тобто всі точки, за якими проводилися вимірювання, з'єднують лініями, що утворюють трикутники. Уся територія досліджень повинна бути вкрита трикутниками, при цьому з'єднуються найближчі точки випробування.

Після цього переходять до лінійної інтерполяції. Для цього зручно користуватися палеткою на кальці у вигляді масштабної сітки, що складається з системи рівнобіжних ліній, проведених на відстані 1–2 мм (рідше через 2–5 мм). За допомогою масштабної сітки пропорційно поділяють відрізки, які з'єднують точки, що підлягають інтерполяції. Після інтерполяції, відповідно до обраного перетину, плавними ізолініями з'єднують точки з однаковими оцінками.



Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте геохімію як науку.
2. Що таке кларк хімічного елемента, атомний кларк і масовий кларк?
3. Як кларк хімічного елемента впливає на здатність утворювати мінерали?
4. Охарактеризуйте поширеність хімічних елементів у внутрішніх геосферах Землі.
5. У чому причина постійної зміни хімічного складу земної кори?
6. Що таке кларк концентрації і коефіцієнт концентрації?
7. Що таке асоціація хімічних елементів?
8. Які групи хімічних елементів виокремлюють за поведінкою у геологічних процесах? Охарактеризуйте кожну з них.
9. Що таке геохімічний процес, геохімічна міграція?
10. Назвіть чинники міграції хімічних елементів.
11. Охарактеризуйте види міграції хімічних елементів.
12. Що таке геохімічний фон, геохімічний бар'єр, градієнт і контрастність геохімічного бар'єра?
13. Опишіть види геохімічних бар'єрів.
14. Охарактеризуйте класифікації хімічних елементів В. Гольдшміда, О. Ферсмана, В. Вернадського, О. Заварицького.
15. Що таке геохімічні карти і як вони поділяються?

Тема 2

ФОРМИ ІСНУВАННЯ МІНЕРАЛІВ У ПРИРОДІ



Мінералами називають природні хімічні з'єднання, однорідні за складом і будовою, які утворились у результаті природних фізико-хімічних процесів, що відбуваються в надрах і на поверхні Землі. Мінерали трапляються у твердому (золото, кварц, польовий шпат, слюда та ін.), рідкому (ртуть, вода, нафта) та газоподібному (вуглець, сірка та ін.) станах.

Серед твердих мінералів за внутрішньою будовою виділяють *кристалічні* та *аморфні*.

До кристалічних належать мінерали, у яких фізичні властивості в усіх напрямках різні. Це такі властивості, як твердість, швидкість поширення тепла і світла та ін. Кристалічність твердих мінералів яскраво проявляється в умовах їх вільного росту. В результаті утворюються геометричні тіла, огранені різноманітними за формою та розміром гранями. Такі багатогранники називають *кристалами*.

До аморфних належать мінеральні тіла, фізичні властивості яких в усіх напрямках однакові. Аморфність твердих мінералів яскраво проявляється в процесі їх росту. Вони ростуть в усі боки з однаковою швидкістю, в результаті чого утворюється кулеподібне тіло. Такі елементи огранення, як грані, ребра та вершини, в них відсутні.

Визначальним фактором кристалічності мінералів є їх внутрішня будова, тобто характер розташування атомів, іонів або молекул у просторі. У кристалічних мінералах атоми, іони або молекули, що їх складають, розташовуються строго закономірно, тому відстані між окремими структурними вузлами в різних напрямках постійні. В аморфних мінералах такі структури відсутні, а відстані між атомами, іонами або молекулами можуть бути різними.

Сьогодні відомо близько 4000 мінералів – від найпростіших, хімічний склад яких визначається одним елементом (наприклад, самородні золото – Au; срібло – Ag; платина – Pt; залізо – Fe; мідь – Cu), до надзвичайно складних, які складаються з багатьох елементів (наприклад, везувіан – $\text{Ca}_{10}(\text{Mg,Fe})_2\text{Al}_4[\text{SiO}_4]_5[\text{Si}_2\text{O}_7]_2(\text{OH,F})_4$; рогова обманка – $(\text{Na,K})\text{Ca}(\text{Mg,Fe}^{2+},\text{Fe}^{3+},\text{Al})_5[(\text{OH,F})_2(\text{Si,Al})_2\text{Si}_6\text{O}_{22}]$).

З глибиною їх кількість швидко зменшується внаслідок зменшення змінності термодинамічних параметрів середовища. Тому список головних мінералів земної кори охоплює лише 20–50 мінералів. Найпоширеніші польові шпати (55 %), які разом із кварцом (12 %) становлять 2/3 маси земної кори. Олівін, піроксени, амфіболи, гранати разом складають 12 %, слюди (біотит, флогопіт, мусковіт) – 9 %, карбонати (кальцит, доломіт) – 1,5 %, хлорити – 2 %, глинисті мінерали – 1,5 %, оксиди заліза – 2% і на всі інші мінерали припадає 5 %.

Мінерали, які є постійними складовими гірських порід і визначають їх основні фізичні властивості, називаються *породоутворювальними*. Мінерали, які містяться в гірських породах у незначних кількостях (зазвичай менше 1 % об'єму породи) і не впливають на визначення породи, називається *акцесорними*.

Для утворення мінералу необхідні хімічні елементи, з яких він складатиметься (концентрація хімічних елементів) і відповідні умови утворення – тиск (P) і температура (T), тобто PT -умови. При зміні PT -умов більшість раніше утворених мінералів стають хімічно нестійкими і змінюються, перетворюються на інші – стійкі або зникають, переходячи в розчин, розплав або газ. Цей процес супроводжується перебудовою кристалічної ґратки і часто приєднанням або втратою води і вуглекислоти. Кристали утворюються найчастіше з рідин-розчинів або розплавів, із газів і в результаті перекристалізації твердих мас. Процеси кристалізації досить складні.

Мінерали утворюються як у надрах, так і на поверхні Землі в результаті ендегенних і екзогенних процесів. Ендегенні геологічні процеси спричиняють різноманітні процеси мінералоутворення.

Магматогенне мінералоутворення – утворення мінералів із магматичних розплавів за температури понад 700 °С. Різновидом магматогенного мінералоутворення є *пегматитове мінералоутворення* – утворення мінералів на завершальній стадії магматичного

процесу із залишкових розплавів, збагачених кремнеземом, глиноземом, лугами і леткими компонентами.

Гідротермальне мінералоутворення – утворення мінералів із гідротермальних розчинів, які охолоджуються. За температурою розчинів гідротермальне мінералоутворення поділяється на високотемпературне (понад 400–300 °C), середньотемпературне (300–150 °C) і низькотемпературне (150–50 °C).

Пневматолітове мінералоутворення – утворення мінералів із парів і газів.

Метаморфічне мінералоутворення – утворення мінералів у результаті зміни раніш сформованих мінералів унаслідок дії на них високої температури, тиску за участю гідротермальних розчинів. Різновидами метаморфічного мінералоутворення є метасоматичне і контактово-метаморфічне.

Метасоматичне мінералоутворення – утворення мінералів унаслідок заміщення раніш сформованих мінералів шляхом міграції хімічних елементів.

Контактово-метаморфічне мінералоутворення – утворення мінералів унаслідок взаємодії магматичних розплавів з уміщувальними породами. Окремим випадком контактово-метаморфічного мінералоутворення є скарнове.

Скарнове мінералоутворення – утворення мінералів унаслідок контакту магматичних розплавів із карбонатними породами.

Імпактне мінералоутворення – утворення та перетворення мінералів унаслідок падіння на земну поверхню метеоритів.

Екзогенне мінералоутворення зумовлене дією різних процесів на поверхні Землі. Мінерали, утворені екзогенним шляхом, мають осадове походження. Їх виникнення пов'язане з кристалізацією мінералів із пересичених розчинів, із життєдіяльністю різних організмів, з окисненням, гідратацією, гідролізом та іншими реакціями, що змінюють мінерали, які були утворені раніше і потрапили в зону впливу атмосфери, гідросфери і біосфери, тобто в зону вивітрювання.

Мінерали, які утворилися в процесі застигання і кристалізації розплавленої магми, кристалізації з розчинів або за участю організмів, називаються *первинними*. Інші мінерали, що утворилися на земній поверхні та у верхній частині земної кори в процесі хімічного розкладу первинних мінералів або шляхом виділення з розчинів, називаються *вторинними мінералами*.

Серед породоутворювальних мінералів виділяють головні та другорядні.

Головними називаються ті мінерали, які беруть основну участь у творенні тієї чи іншої гірської породи і визначають її належність до певного виду порід.

Другорядними (акцесорними) називаються мінерали, що містяться в породі в невеликій кількості й визначають лише різновид породи, не впливають або мало впливають на її властивості. Структурними одиницями, з яких будуються мінерали, є іони, атоми, меншою мірою – молекули.

Мінеральними індивідами називаються кінцеві за своїми розмірами кристалічні тіла, тобто окремі кристали, з певним типом кристалічної структури й ідеалізованим хімічним складом.

Скупчення мінеральних індивідів – мінеральні агрегати, які складають гірські породи і руди.

Парагенезис мінералів в агрегаті – явище закономірного співіснування мінералів, яке зумовлене їх сумісним утворенням на одній стадії мінералоутворювального процесу за однакових фізико-хімічних умов.

Парагенетична асоціація мінералів – сукупність мінералів, які утворилися за певних і подібних для них фізико-хімічних умов.

Генерації мінералу – його різновікові індивіди, які утворилися на різних стадіях (чи підстадіях) мінералоутворення і відрізняються своїми типоморфними особливостями (складом елементів-домішок, забарвленням, обрисом та ін.).

Мінеральним видом називається сукупність мінералів з однаковою структурою і складом. Кожен мінеральний вид має свою назву. Якщо мінерали мають однаковий хімічний склад, але різну внутрішню будову, структуру, то вони належать до різних мінеральних видів і називаються *поліморфними модифікаціями*.

Поліморфізм – властивість деяких речовин перебувати в кількох кристалічних модифікаціях із різною структурою. Наприклад, формула графіту і алмазу – C; кальциту і арогоніту – CaCO_3 , тоді як морфологія кристалів і фізичні властивості їх різні. Явище поліморфізму відображає той факт, що кристалічна структура визначається не лише хімічним складом. Кожна поліморфна модифікація стійка за певних значень температури і тиску. Наявність у гірській породі тієї чи іншої поліморфної модифікації є індикатором умов формування цієї породи. Утворення однієї поліморфної модифікації з іншої називають *поліморфним перетворенням* (або переходом).

Разом із тим мінерали зі змінним складом можуть об'єднуватися в один мінеральний вид, якщо існує безперервна зміна складу мінералу від одного крайнього члена до іншого. Властивість різних, але споріднених за хімічним складом речовин кристалізуватися в однакових структурах за одного типу хімічного зв'язку називається *ізоморфізм*.

Ізоморфні речовини можуть утворювати кристали змінного складу в результаті взаємного заміщення атомів, іонів або атомних груп, тобто так звані тверді розчини заміщення. Наприклад, встановлено безперервну зміну складу від мінералу форстериту Mg_2SiO_4 до мінералу фаяліту Fe_2SiO_4 . Ці мінерали об'єднуються в один мінеральний вид – олівін, який являє собою безперервний ряд твердих розчинів від істотно магнезійних різновидів до істотно залізистих. Такі ряди називаються *ізоморфними рядами*, або *серіями*, а крайні члени ізоморфних рядів – *ізоморфними мінералами*.

Переважаюча більшість мінералів є кристалічними утвореннями, і лише незначна їх частина існує в аморфному стані. У зв'язку з цим природною формою їх утворення та перебування в природі є кристал.

Кристал – це тверде тіло, в якому атоми, іони, молекули розташовані закономірно за геометричними законами просторових груп і відповідних ґраток.

Універсальною і визначальною характеристикою внутрішньої будови, зовнішньої форми та властивостей кристалів є їх симетрія.

Симетричний предмет – це такий предмет, який може збігатися сам із собою повертанням або відбиттям.

Симетрію кристалів характеризує *площина симетрії* (уявна площина, яка розділяє кристал на дві дзеркально симетричні частини), *вісь симетрії* (уявна лінія, при обертанні навколо якої на 360° кристал два, три, чотири, шість разів повторює своє початкове положення в просторі), *центр симетрії* (точка в середині кристала, в якій перетинаються і діляться навпіл усі прямі лінії, що сполучають відповідні точки на поверхні кристала).

Площину симетрії позначають літерою *P*. Якщо площин симетрії в даному кристалі декілька, то перед позначенням площини наводять їх кількість, наприклад $3P$.

У кристалах може бути одна, дві, три, чотири, шість, сім та дев'ять площин симетрії (рис. Д2.1–2.3, дод. 2, CD). Багато кристалів взагалі не мають жодної площини симетрії.

Осі симетрії позначають латинською літерою L із цифровими індексами, які показують порядок осі – Ln , де $n = 1, 2, 3, 4, 6$. Для характеристики осі необхідно виявити величину найменшого кута повороту, який приводить фігуру до суміщення із собою. Такий кут називається елементарним кутом повороту осі α :

$$\alpha = 360^\circ/n,$$

де n – ціле число, яке називається порядком осі.

Порядок осі симетрії відповідає тому, скільки разів фігура суміститься сама з собою за повного обертання навколо цієї осі.

Якщо осей симетрії певного порядку декілька, то перед позначенням осі наводиться їх кількість. Так, у куба є три осі 4-го порядку ($3L_4$), які проходять через центри протилежних граней, чотири осі 3-го порядку ($4L_3$), які є просторовими діагоналями куба, і шість осей 2-го порядку ($6L_2$), які проходять через середини пар протилежних ребер (рис. Д2.4, $a-v$, дод. 2, CD). Усі осі симетрії куба перетинаються в одній точці в центрі куба.

У багатогранниках, які мають центр симетрії, кожній грані (ребру) відповідає рівна та антипаралельна їй грань (ребро) з іншого боку від центра. При інверсії або відображенні в центрі симетрії права грань перетворюється на ліву (рис. Д2.5, дод. 2, CD). Деякі кристали не мають центра симетрії. Центр симетрії позначається літерою C .

У кристали розрізняють такі елементи (рис. Д2.6, дод. 2, CD):

- *грані або площини*, що обмежують кристал;
- *ребра* – лінії перетину граней;
- *вершини* – точки перетину ребер;
- *гранні кути* – кути між гранями.

Кути між відповідними гранями у всіх кристалів одного і того ж мінералу однакові і постійні. У цьому полягає закон сталості гранних кутів.

Для усього розмаїття кристалічних форм Є. С. Федоров вивів 230 законів просторового розташування частинок у кристалах. За ступенем складності кристали групуються у великі групи або системи, які називаються *сингоніями*.

Кубічна сингонія – три осі однакової довжини ($a = b = c$) перетинаються під прямими ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$) кутами. Кристали кубічної сингонії мають просторові ґратки, елементарні паралелограми яких за формою являють куб. У кристалах цієї сингонії обов'язково повинні бути $3L_4$ та декілька осей порядку вище L_2 .

Тетрагональна сингонія – три взаємно перпендикулярні осі ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$), з яких лише дві мають однакову довжину ($a = b \neq c$). Для цієї сингонії характерна вісь L_4 , яка збігається з віссю Z . Елементарний паралелепіпед – призма з квадратною основою.

Гексагональна сингонія – три рівні осі в одній площині, що перетинаються під кутом 120° , а четверта вісь перпендикулярна до цієї площини ($a = b \neq c$; $\alpha = \beta = 90^\circ$; $\gamma = 120^\circ$). Для цієї сингонії існують чотири осі. Три з них (осі X , U , Y) лежать у горизонтальній площині та перетинаються під кутами 120° та 60° , а четверта (вісь Z) перпендикулярна до цієї площини. Відношення осевих одиниць у гексагональному кристалі $a : c$ може бути більшим або меншим за одиницю. Характерною є вісь L_6 або $6L$. Елементарний паралелепіпед – призма, в основі якої є ромб із кутом 120° . Три такі призми разом складають шестигранну призму, яка не є примітивною.

Тригональна сингонія – три взаємно перпендикулярні осі $\alpha = \beta = \gamma \neq 90^\circ$, з яких лише дві мають однакову ($a = b \neq c$) довжину. Її часто називають ромбоєдричною, оскільки для більшості видів симетрії цій сингонії притаманна проста форма, яка називається ромбоєдром. Ця система є фактично підсистемою гексагональної сингонії. Кристали тригональної сингонії мають єдину вісь L_3 .

Ромбічна сингонія – три різні за довжиною осі ($a \neq b \neq c$), що перетинаються під прямими ($\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$) кутами. Елементарна комірка – прямокутний паралелепіпед. Для ромбічної сингонії характерна наявність трьох взаємно перпендикулярних осей L_2 . Характерна симетрія: три осі L_2 або три площини P .

Моноклінна сингонія – три нерівні осі ($a \neq b \neq c$), з яких дві перпендикулярні одна одній ($\alpha \neq \beta = \gamma = 90^\circ$), а третя нахилена. Дві осі (X та Z) перетинаються під косим кутом. Третя вісь (Y) перпендикулярна до осей X та Z . Між вказаними ребрами є лише один косий кут (два інші прямі). Елементарна комірка – пряма призма, в основі якої лежить паралелограм. У кристалах моноклінної сингонії є лише одна вісь другого порядку L_2 або лише площина P , або L_2PC .

Триклінна сингонія – три нерівні осі ($a \neq b \neq c$), що розташовані нахилено ($\alpha \neq \beta \neq \gamma \neq 90^\circ$) одна до одної. У цій сингонії усі три кути між ребрами елементарного паралелепіпеда просторової ґратки є косими. Примітивна комірка несиметрична – косокутний паралеле-

піпед. У триклинних кристалах немає ні осей, ні площин симетрії. Усі напрямки в кристалах одиничні.

Своєю чергою сингонії об'єднуються у три категорії: вищу (кубічна), середню (гексагональна, тетрагональна, тригональна) та нижчу (ромбічна, моноклинна, триклинна).

Кожний клас характеризується певним комплексом елементів симетрії, який може бути виражений відповідною кристалографічною формулою. Формула симетрії складається з записаних поспіль усіх елементів симетрії даного об'єкта. На першій позиції разом заведено писати вісі симетрії від вищих до нижчих, на другій – площини симетрії, потім центр. Так, формула симетрії куба $3L_44L_36L_29PC$.

Кристалографічна форма визначається сукупністю кристалографічно рівних граней, одночасне існування яких зумовлено дією всіх елементів симетрії (тобто які суміщаються одна з одною під дією операцій симетрії даного класу) і які характеризують цю форму. Таку сукупність кристалографічно однакових граней називають *простою формою*. Для опуклих багатогранників існує залежність між кількістю граней, ребер, вершин: кількість граней + кількість вершин = кількості ребер + 2 – правило Ейлера. Усього існує 47 простих форм, але в кожному класі кристалів можуть реалізовуватися лише деякі з них (рис. Д2.7, дод. 2, CD). Той чи інший кристал може бути огранений гранями однієї простої форми, але частіше – тією чи іншою комбінацією цих форм.

Прості форми можуть бути *загальними* та *власними* залежно від того, як розташована вихідна грань відносно елементів симетрії. Якщо вона розташована косо, то проста форма буде *загальною*. Якщо вихідна форма розташована паралельно або перпендикулярно до елементів симетрії, то утворюється власна проста форма. Прості форми можуть бути закритими та відкритими. Закритими називаються такі форми, грані яких повністю замикають заповнений між ними простір і утворюють кристалічний багатогранник, наприклад, куб. Відкриті прості форми не замикають простір і не можуть існувати самостійно, а лише в комбінаціях, наприклад, призма та пінакоїд. Відкрита проста форма не може утворити замкнутого багатогранника.

Для нижчих сингоній характерні такі відкриті прості форми:

- *моноедр* – проста форма, утворена однією гранню;
- *пінакоїд* – проста форма, яка складається з двох рівних паралельних граней;

- *діедр* – проста форма, яка складається з двох рівних граней, що перетинаються і утворюють «прямий дах»;

- *ромбічна призма* – проста форма, яка складається з чотирьох рівних, попарно паралельних граней, які в перерізі утворюють ромб;

- *ромбічна піраміда* – проста форма, яка складається з чотирьох рівних граней, що перетинаються; в перерізі – також ромб.

Для нижчих сингоній характерні такі закриті прості форми:

- *ромбічна діпіраміда* – дві ромбічні піраміди, складені основами. Форма має вісім рівних граней, які дають у поперечному перерізі ромб;

- *ромбічний тетраедр* – проста форма, чотири грані якої мають форму косокутних трикутників та закривають простір.

У сингоніях, які належать до нижчої категорії, кристали можуть мати лише цих сім простих форм.

Для кристалів середньої категорії можливі такі відкриті прості форми:

- *моноедр*;

- *пінакоїд*;

- *тригональна призма* – три рівні грані, які перетинаються по паралельних ребрах і утворюють у перерізі рівнобічний трикутник;

- *тетрагональна призма* – чотири рівні попарно паралельні грані утворюють у перерізі квадрат;

- *гексагональна призма* – шість рівних граней, які перетинаються паралельними ребрами і утворюють у перерізі правильний шестикутник.

Для кристалів середньої категорії характерні і піраміди. Вони можуть бути різними: тригональними, дітригональними, тетрагональними, дітетрагональними, гексагональними, дігексагональними. У перерізі вони утворюють правильні багатогранники. Грані пірамід розташовуються під косими кутами до осі симетрії вищого порядку.

Для цієї категорії також існують закриті прості форми:

- *діпіраміди* – прості форми, утворені двома рівними пірамідами, які складені основами. Діпіраміди також можуть бути тригональними, дітригональними, тетрагональними, дітетрагональними, гексагональними, дігексагональними. Залежно від порядку осі симетрії мають різні перерізи;

- *ромбоедр* – проста форма, яка складається з шести граней у вигляді ромбів. Верхня та нижня група граней повернуті одна від-

носно одної на кут 60° так, що нижні грані розташовуються симетрично між верхніми.

Для кристалів середньої категорії характерні також скаленоедри, тетрагональний тетраедр та трапецоедри.

Кристали вищої категорії (кубічної сингонії) мають власні особливі прості форми. Для них характерно лише 15 простих форм, які належать кристалам лише кубічної сингонії. Головні з них такі (решта похідні від них):

- *кубічний тетраедр* – проста форма, утворена чотирма рівними рівнобічними трикутними гранями, перпендикулярними до осей 3-го порядку;
- *куб* – проста форма, утворена шістьма рівними попарно паралельними квадратними гранями, які утворюють одна з одною кути 90° . Грані куба перпендикулярні до осей 4-го порядку;
- *октаедр* – проста форма, утворена вісьмома рівними рівнобічними трикутниками попарно паралельними гранями, які перпендикулярні до осей 3-го порядку;
- *ромбододекаедр* – проста форма, утворена дванадцятьма рівними гранями, які мають форму ромба;
- *пентагон додекаедр* – замкнута проста форма, утворена дванадцятьма рівними гранями, які мають форму неправильних п'ятикутників.

Серед розмаїття наявних форм кристалів виокремлюють три групи, які мають характерний обрис – габітус (рис. Д2.8, а–в, дод. 2, CD):

- *ізометричні* – однаково розвинуті у всіх трьох напрямках (сірка, олівін, авгіт, галеніт, кальцит, гранат, магнетит, галіт) кристали (октаедри, куби, ромбододекаедри);
- *видовжені в одному напрямку* – призматичні, стовпчасті, голчасті, променисті, волокнисті форми кристалів (рогова обманка, кварц, антимоніт, хризотил-азбест);
- *видовжені у двох вимірах при збереженні третього короткого* – пластинчасті, таблитчасті, лускуваті форми (мусковіт, тальк, хлорит, плагіоклази).

У природі мінерали можуть траплятися в різних формах, які залежать від умов їх утворення, тому один і той же мінерал може існувати в різних формах (наприклад, пірит – у вигляді вкраплення в породі, конкрецій, одиничних кристалів, зернистих форм).

Одиничні кристали (рис. Д2.9–Д2.12, дод. 2, CD) являють собою поодинокі розміром до кількох метрів індивіди (алмаз, слюда, пі-

рит, галіт та ін.). Описуючи кристали, необхідно звертати увагу на їх розмір та форму.

В ідеальних умовах вільного росту кристали утворюють добре ограновані багатогранники з різною кількістю граней.

За зовнішнім виглядом вони поділяються на дві групи: 1) кристали, ограновані однаковими за формою і розміром гранями; 2) кристали, ограновані різними за формою і розміром гранями. Кристали першої групи називаються *простими формами*, кристали другої групи – *комбінаціями*.

У природних умовах під час росту мінерали не часто формуються у вигляді ідеальних кристалічних багатогранників. На формування кристалів впливають різні чинники: перепади температур і тисків мінералоутворювального середовища, нерівномірність живлення кристалів при їх рості, потрапляння хімічних і мінеральних домішок у кристалоутворювальне середовище та низка інших чинників. Це призводить до того, що кристали мінералів формуються у вигляді різних викривлених і недорозвинених форм або незакономірних і закономірних зростків. Врешті-решт, закладаються ті типоморфні ознаки, які дають змогу відтворити первинні термодинамічні умови мінералоутворювального середовища, в якому сформувалися кристали.

Двійники, трійники, п'ятірники являють собою взаємні зростки добре огранованих кількох кристалів мінералу (гіпс, галіт, ортоклаз, гірський криштал, золото) одного і того ж мінерального виду. При цьому кристали-двійники мають спільні ребро, грань або навіть частину кристала. Серед двійників виокремлюють три типи – двійники зрощення, проростання і полісинтетичні двійники (рис. Д2.13–2.15, дод. 2, CD). У перших індивіди розмежовані по площині, вони мовби стикаються один з одним. У других кристали ніби обростають один одного або наскрізь проникають один в одного, стикаючись по складній звивистій (ступінчастій) поверхні. Полісинтетичні двійники являють собою паралельні зрощення кількох, паралельних одна одній пластинок мінералу, які розташовуються одна щодо іншої в перевернутому положенні (ніби долоні, складені пальцями до зап'ясть).

Дендрит (рис. Д2.16–2.19, дод. 2, CD) – розгалужене мінеральне утворення, яке за зовнішньою формою нагадує гілку дерева (самородні срібло, золото, мідь, платина, оксиди марганцю, заліза).

Мінеральні агрегати (рис. Д2.20–2.21, дод. 2, CD) – скупчення зерен чи кристалів мінералу. Мінеральні агрегати можуть бути

мономінеральними і полімінеральними. Описуючи мінеральні агрегати, слід звертати увагу на розмір окремих зерен та їх форму.

За розміром кристалів, що утворюють агрегати, вони можуть поділятися на гігантокристалічні (кристали більше 3 см); крупнокристалічні (3–1 см); середньокристалічні (1–0,3 см); дрібнокристалічні (менше 0,3 см).

Також виокремлюють прихованокристалічні агрегати, окремі зерна яких не видно неозброєним оком. Якщо розмір зерен в агрегаті не витриманий, то можна вживати змішані визначення, наприклад крупно-середньокристалічний, середньо-дрібнокристалічний і т.д. Розрізняють різноманітні агрегати мінералів.

Щітка (рис. Д2.22–2.23, дод. 2, CD) – зростки дрібних кристалів приблизно однакового розміру і орієнтування на спільній основі (кварц, гірський кришталь, ортоклаз, галіт).

Епітаксичні зростки (рис. Д2.24–2.25, дод. 2, CD) – кристалічні агрегати різнорідних за хімічним складом мінералів, які зрослися в певній кристалографічній орієнтації. Можливість епітаксичного зростання різнойменних кристалічних індивідів пояснюється тим, що як геометричні, так і енергетичні параметри плоскої сітки одного кристалічного індивіда збігаються з відповідними параметрами плоскої сітки іншого індивіда.

Друза (рис. Д2.26–2.27, дод. 2, CD) – агрегат кристалів, які приросли одним кінцем до будь-якої поверхні і ограновані лише з одного кінця, який спрямований у бік вільного простору (кварц, гірський кришталь, аметист, кальцит, гіпс, альбіт, турмалін, магнетит).

Секреція (рис. Д2.28, дод. 2, CD) – це утворення мінеральних агрегатів, які наросли на стінки порожнин, поступово заповнюючи їх від периферії до центру, внаслідок чого агрегати мають концентричну будову (халцедон, агат).

Великі частково заповнені секреції з порожниною в центральній частині називаються *жеодами* (рис. Д2.29–2.30, дод. 2, CD), а дрібні секреції (зазвичай менше 2–5 см в діаметрі) – *мигдалинами* (рис. Д2.31, дод. 2, CD).

Конкреція (рис. Д2.32–2.33, дод. 2, CD) – це зростки багатьох кристалів округлої або кулеподібної форми, які мають радіально променисту або концентрично-зональну будову (пірит, марказит, сидерит, гіпс, фосфорит), але на відміну від секрецій внутрішня частина конкреції завжди заповнена речовиною, оскільки вона є

центром кристалізації й наростання речовини. Розміри конкрецій змінюються від часток міліметра до кількох метрів.

Пізоліти (рис. Д2.34, дод. 2, CD) – округлі мінеральні тіла завбільшки з горошину (понад 2,0 мм), як правило, кальцитові (пізолитовий вапняк), рідше арагонітові, залізисті, бокситові, марганцевисті й ін.

Ооліти (рис. Д2.35, дод. 2, CD) – мінеральні утворення, дрібні (від сотих часток міліметра до 2,0 мм) стяжіння діаметром кілька міліметрів, зазвичай більш-менш кулястої форми і радіально-променевої будови (боксит, сидерит, вапняк, лімоніт, піролюзит), які складені монокристалічними голчастими індивідами, які росли від центру до периферії, тобто відбувався одноактний процес мінералоутворення.

Сфероліти (рис. Д2.36–2.37, дод. 2, CD), на відміну від оолітів, мають концентрично-зональну будову. При цьому кожний шар луски відповідає окремій стадії кристалогенезу і має радіально-променеву будову. Наростання кожної луски супроводжується певною перервою в часі. Розміри сферолітів не перевищують 1 см в діаметрі.

Описуючи форми кристалів, що складають агрегат, можна обмежитися їх простою характеристикою, наприклад: ізометрична, таблитчаста, дископодібна, сплюснена, листовидна, пластинчаста, видовжена, стовпчаста, голчаста, волокниста, ниткоподібна і т.д.

Іноді в будові агрегатів спостерігаються впорядковані виділення кристалів, які утворюють зірчасті, снопоподібні, сітчасті, розеткоподібні скупчення.

Вкраплення в породу (рис. Д2.38–2.39, дод. 2, CD) являє собою одиничні кристали мінералу, включені в будь-яку гірську породу (кіаніт, пірит, сірка).

Зернисті агрегати (рис. Д2.40, дод. 2, CD) – довільне скупчення мінеральних зерен, які, на відміну від кристалів, мають неправильну форму (пірит, галеніт, апатит, корунд).

Землисті маси (рис. Д2.41, дод. 2, CD) складаються із пухкоупакованих кристалів або являють собою аморфні форми мінералів (каолін, лімоніт, піролюзит).

Натічні форми (характерні для аморфних мінералів) – мінеральні агрегати, які утворюються в порожнинах при випаданні кристалічних зерен із розчину під час його повільного випаровування (гематит, кальцит, гіпс).

Форма таких утворень нирко-, гроно-, бурулькоподібна, пагорбкова. У печерах часто трапляються натічні утворення, які формують сталактити, сталагміти, сталагнати (рис. Д2.42, дод. 2, CD).

Сталактити (рис. Д2.43, дод. 2, CD) – бурулькоподібні натічні утворення, які формуються в порожнинах різної величини та склепінні печер внаслідок відкладання речовини водами, які стікають вниз. Сталактити ростуть від склепіння вниз (ніби бурульки з льоду).

Сталагміти (рис. Д2.44, дод. 2, CD) – утворення, які формуються на підлозі печер у результаті розкristалізації мінеральних розчинів, які стікають зі склепіння печер. Сталагміти ростуть знизу вгору, назустріч сталактитам.

При з'єднанні сталактитів і сталагмів утворюються печерні колони – *сталагнати* (рис. Д2.45, дод. 2, CD).

Псевдоморфози (рис. Д2.46–2.51, дод. 2, CD) – кристал чи зерно мінералу, який заміщений без зміни його форми іншим мінералом або групою мінералів (пірит кубічної форми внаслідок окиснення заміщений лімонітом, для якого невласлива форма куба). Загальновідомими прикладами псевдоморфоз є різні скам'янілості рослин або тварин, в яких органічна речовина цілком заміщена кальцитом, піритом, арагонітом або іншими мінералами, при цьому основні риси первісної форми зберігаються.

Щільні кристалічні маси – це скупчення мінералів у вигляді щільно упакованих зернистих агрегатів, зерна яких неможливо розрізнити неозброєним оком (магnezит, доломіт, олівін, кварц, магнетит).

Іноді на поверхні гірських порід або стінках тріщин у гірських породах трапляються незначні за товщиною і різноманітні за кольором виділення мінералів, які називаються плівками, нальотами, присипками, примазками, вицвітами.

Деякі мінерали не мають кристалічної ґратки, оскільки виділяються не в кристалічному, а в аморфному, або колоїдному, стані. Це метаміктні мінерали і деякі аморфні речовини, наприклад, природне скло й гідрогелі.

Метаміктні мінерали можна розглядати як некристалічні псевдоморфози на кристалічному вихідному мінералі. Ці мінерали першочергово утворилися в кристалічній формі, але їх структура потім зруйнувалася.

Свідченнями їх аморфного стану є оптична ізоtропність і відсутність дифракції рентгенівських променів. У метаміктних міне-

ралів відсутня спайність; вони за зовнішнім виглядом нагадують скло і, як правило, мають черепашковий злам. Під час нагрівання метаміктні мінерали рекристалізуються; при цьому часто виділяється значна кількість тепла. При рекристалізації помітно підвищується щільність мінералу. Метаміктні мінерали радіоактивні, оскільки містять уран і (або) торій, вміст яких може бути невисоким (1 % або менше).

Деякі мінерали, які першочергово затверділи у вигляді гелю, можна розпізнати за їх характерним зовнішнім виглядом (наявністю радіальних волокон, перпендикулярних до поверхні вихідної маси гелю).

В аморфному стані перебувають затверділі переохолоджені склоподібні рідини, наприклад вулканічне скло – обсидіан (рис. Д2.52–2.53, дод. 2, CD).

Аморфні виділення мінералів зазвичай утворюють однорідні щільні або землисті маси натічної форми.

Форма перебування мінералів у природі й особливості будови мінеральних агрегатів дозволяють робити висновки про умови їх утворення.



Контрольні запитання та завдання

1. Що таке мінерал? У яких станах мінерали існують у природі?
2. Охарактеризуйте процеси мінералоутворення.
3. Які ви знаєте породоутворювальні, акцесорні, головні, другорядні, первинні, вторинні мінерали?
4. Що таке мінеральний індивід, мінеральний вид, генерація, парагенезис, парагенетична асоціація мінералів?
5. Дайте визначення терміна поліморфізм мінералів і наведіть приклади поліморфізму.
6. Що таке ізоморфізм та ізоморфні ряди мінералів?
7. Що таке кристал? Які елементи кристала ви знаєте?
8. Охарактеризуйте елементи симетрії кристалів.
9. Охарактеризуйте сингонії кристалів.
10. Що таке проста форма кристалів? Які прості форми кристалів ви знаєте?
11. Охарактеризуйте форми існування мінералів у природі.

Тема 3

КЛАСИФІКАЦІЯ ТА ДІАГНОСТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ



В основу класифікації мінералів покладено їх хімічний склад. Виділяють шість найголовніших типів мінералів, кожний із яких за характером кислоти поділяють на відповідні класи.

Тип самородні елементи (рис. ДЗ.1–3.9 дод. 3, CD) – мінерали, хімічний склад яких відповідає хімічним елементам. Серед самородних елементів встановлено близько 80 мінералів, які представлені самородними металами, напівметалами і неметалами. Серед металів найбільш поширені Cu, Au, Ag, Pt та платиноїди; рідше трапляються самородні Bi, Sn, Hg; вельми рідкісні Zn, In.

Тип сульфідів (рис. ДЗ.10–3.21 дод. 3, CD) – природні сірчані сполуки металів та деяких неметалів, які з хімічного погляду розглядаються як солі сірководневої кислоти (H_2S). Головними елементами, які утворюють сульфідів, є Fe, Zn, Cu, Mo, Ag, Hg, Pb, Bi, Ni, Co, Mn, V, Ga, Ge, As, Sb.

До типу сульфідів належать похідні H_2S , H_2Se , H_2Te . Серед них виокремлюють два класи: *клас моносульфідів* – галеніт, сфалерит, кіновар, піротин, пірит, марказит, молібденіт; *клас полісульфідів* – халькопірит, арсенопірит.

Тип оксидів і гідрооксидів (рис. Д.3.22–3.27 дод. 3, CD) – мінерали, які представлені хімічними сполуками кисню з різними хімічними елементами.

Налічують близько 300 мінеральних видів. Найбільш природні оксиди Si, Fe, Mn, Al, меншою мірою – Cu, U.

До типу солей кисневих кислот належить переважна більшість відомих мінералів земної кори, які залежно від кислоти (за рахунок якої вони утворились) поділяються на такі класи:

1) *клас силікатів* (рис. ДЗ.28–3.48 дод. 3, CD) – мінерали, в основі яких лежить кремнекисневий тетраедр, що відповідає формулі радикала $[SiO_4]^{4-}$. Залежно від способу з'єднання кремнекисневих

тетраедрів у кристалічних ґратках силікати поділяються на *острівні* (олівін, гранати, топаз), *ланцюжкові* (авгіт, енстатит), *стрічкові* (рогова обманка), *шаруваті* (каолінит, монтморилоніт, мусковіт, біотит, тальк, пірофіліт), *каркасні* (альбіт, ортоклаз, анортит);

2) *клас боратів* (рис. ДЗ.49 дод. 3, CD) – мінерали, які являють собою солі борної кислоти – борацит;

3) *клас фосфатів* (рис. ДЗ.50–3.51 дод. 3, CD) – мінерали, які являють собою солі фосфорної кислоти – апатит, бірюза;

4) *клас карбонатів* (рис. ДЗ.52–3.57 дод. 3, CD) – мінерали, які являють собою солі вугільної кислоти – кальцит, магнезит, доломіт, малахіт;

5) *клас вольфраматів* (рис. ДЗ.58–3.59 дод. 3, CD) – мінерали, які містять вольфрам – шеєліт, вольфраміт;

6) *клас сульфатів* (рис. ДЗ.60–3.63 дод. 3, CD) – мінерали, які являють собою солі сірчаної кислоти – ангідрит, барит, гіпс;

7) *клас нітратів* – натрієва селітра, калієва селітра.

Тип галоїдів. До цього типу належать солі галоїдних кислот (HF, HCl, HBr та HI), в яких водень заміщується лужними або лужноземельними металами, або Cu, Pb, Ag, Hg і Mn. Із кристалохімічної позиції – це характерні сполуки з координаційним типом зв'язку. У цьому типі виділяють два класи:

а) *клас фторидів* (рис. ДЗ.64 дод. 3, CD) – флюорит;

б) *клас хлоридів* (рис. ДЗ.65–3.66 дод. 3, CD) – галіт, сильвін.

До типу вуглеводневих (органічних) мінералів належать солі органічних кислот, бітуми і смоли. З погляду кристалохімії – це молекулярні сполуки із залишковим типом зв'язку. У цьому типі виділяють такі класи:

а) *клас твердих вуглеводнів* (рис. ДЗ.67 дод. 3, CD) – озокерит;

б) *клас ліпобіолітів чи викопних смол* (рис. ДЗ.68–3.69 дод. 3, CD) – бурштин.

Кожний мінерал має свій хімічний склад, внутрішню будову, особливі зовнішні ознаки та притаманні лише йому властивості. Для їх вивчення в мінералогії широко застосовують методи хімічного, спектрального, рентгеноструктурного, термічного та кристалооптичного аналізу.

Морфологічні ознаки і фізичні властивості визначаються умовами утворення, хімічним складом і кристалічною будовою мінералу. Сукупність цих ознак і властивостей дозволяє визначити мінерал. Морфологічними ознаками є зовнішній вигляд мінералу і форма перебування його в природі.

До фізичних властивостей належать забарвлення мінералу, забарвлення риски, прозорість, блиск, подвійне променезаломлення, твердість, спайність, злам, смак, скипання при дії кислоти та ін. Деякі ознаки є постійними для мінералу, а деякі можуть змінюватися.

Забарвлення мінералів – здатність мінералу відбивати або пропускати через себе ту чи іншу частину видимого спектра. Забарвлення мінералів досить строкате і залежить від їх хімічного складу (наявності в його структурі елементів-хромофорів: Cu, Fe, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni та ін.), структури кристала (дефекти кристалічної ґратки), механічних і хімічних домішок тощо. У зв'язку з цим один і той же мінерал може мати різне забарвлення (рис. ДЗ.70–3.71 дод. 3, CD). Разом із цим два різні мінерали можуть мати однакове забарвлення.

Розрізняють три типи забарвлення: *ідіохроматичне* (рис. ДЗ.72 дод. 3, CD) – природне забарвлення; *алохроматичне* (рис. ДЗ.73 дод. 3, CD) – забарвлення, яке залежить від сторонніх домішок); *псевдохроматичне* – випадкове, несправжнє забарвлення.

Елементи-хромофори можуть забарвлювати мінерали в різні кольори залежно від їх валентності, концентрації, наявності інших хімічних елементів і сполук та ін.: Fe^{3+} – червоно-бурий (сидерит, лімоніт, гідроґетит); Fe^{2+} – зелений (анапаїт); Mn^{3+} – рожевий (родоніт); Cr^{3+} – зелений (уваровіт) і червоний (рубін), залежно від вмісту окису хрому; Cr^{6+} – помаранчевий (крокоїт); Cu^{2+} – зелений (малахіт) і синій (азурит), залежно від кількості кристалізаційної води; Co^{2+} – рожевий (еритрин); Ni^{2+} – зелений і жовтий (гарнієріт); V^{3+} – зелений (смарагд); Ti^{4+} – синій (сапфір), за наявності іонів гідроксилу і заліза.

Дефектами кристалічної структури зумовлене блакитне і сине забарвлення галіту (NaCl), яке виникає в результаті радіоактивного опромінення K_{40} , Rb_{87} (рис. ДЗ.74 дод. 3, CD).

Прикладом забарвлення мінералу механічною домішкою іншої речовини може бути зелений кварц, колір якого зумовлений найдрібнішими включеннями лусочок зеленого хлориту або голочок актиноліту (рис. ДЗ.75 дод. 3, CD).

Багато мінералів безбарвні.

Деякі мінерали мають постійне забарвлення (малахіт, сірка, кіновар). В окремих випадках забарвлення мінералу може бути спричинене іризацією і мінливістю.

Іризація (рис. ДЗ.76 дод. 3, CD) – кольоровий полиск на гранях або площинах спайності деяких мінералів (наприклад, лабрадор),

зумовлений наявністю тонких включень або тріщин, які спричиняють інтерференцію променів світла.

Мінливість (рис. ДЗ.77 дод. 3, CD) – кольорова плівка на поверхні мінералу, яка окиснюється (халькопірит, борніт).

Опалесценція (рис. ДЗ.78–3.79 дод. 3, CD) – здатність мінералів випускати різнокольорові світлові відблиски своєю поверхнею (переливчастість, райдужна гра кольорів).

Описуючи мінерали, зазвичай використовують фізичну шкалу кольорів у поєднанні з побутовою. Фізична шкала: червоний, оранжевий, жовтий, зелений, блакитний, синій, фіолетовий; додатково: білий, сірий, чорний, пурпуровий, коричневий. Побутова шкала об'єднує добре знайомі всім кольори: вишневий, яблучний, медовий та ін. Ці кольори часто застосовують для уточнення відтінку забарвлення мінералу, наприклад, вишнево-червоний, олов'яно-білий, латунно-жовтий, солом'яно-жовтий і т.п.

Колір rischi – колір мінералу в порошок на білому тлі. У більшості мінералів забарвлення в порошок відрізняється від звичайного забарвлення в зерні. Порівняно із забарвленням мінералів колір rischi є більш постійним, внаслідок чого має важливе діагностичне значення. Для визначення кольору rischi використовують неглазуровану поверхню порцеляни (бісквіт).

За забарвленням rischi мінерали поділяються на п'ять груп: 1) риска відсутня або біла; 2) риска жовта, оранжева, бура або червона; 3) риска зелена; 4) риска блакитна, синя або фіолетова; 5) риска сіра, чорна.

Мінерали з металевим блиском, як правило, мають чорний колір rischi з різними відтінками, а мінерали зі скляним блиском – білий, рідше слабозабарвлений. Колір мінералу часто не збігається з кольором його rischi. Наприклад: пірит – колір мінералу солом'яно-жовтий, риска чорна; халькопірит – колір мінералу латунно-жовтий, риска чорна з зеленуватим відтінком; гематит – колір мінералу сталеві-сірий, риска вишнево-червона; магнетит – колір мінералу чорний, риска чорна; актиноліт – колір мінералу зелений, риска біла.

Мінерали, в яких твердість більша, аніж порцелянової пластинки (бісквіта), rischi не дають, а лише залишають подряпини на пластинці.

Прозорість мінералів пов'язана зі ступенем поглинання (або пропускання) світлового променя. За цією властивістю мінерали поділяють на такі групи:

- *прозорі* (рис. Д3.80 дод. 3, CD) – практично не поглинають промінь світла (гірський кришталь, кальцит, галіт);
- *напівпрозорі* (рис. Д3.81 дод. 3, CD) – частково поглинають промінь світла (халцедон, опал);
- *просвітчасті* (рис. Д3.82 дод. 3, CD) – значною мірою поглинають промінь світла (польовий шпат);
- *непрозорі* (рис. Д3.83 дод. 3, CD) – повністю поглинають промінь світла (магнетит, пірит).

Твердість мінералів – здатність протистояти зовнішній механічній дії (дряпанню, різанню, стиранню тощо). Твердість залежить від особливостей кристалічної структури мінералів. Однак для одного і того ж мінералу твердість є досить постійною.

Німецький мінералог Ф. Моос запропонував десятибальну шкалу, в якій мінерали групуються відповідно до їх відносної твердості (табл. Д3.1 дод. 3, CD). Вона складається з 10 мінералів-еталонів, з яких кожний наступний, тобто мінерал із вищим порядковим номером, має вищу твердість, дряпає кожен попередній, тобто залишає на ньому неглибокий слід.

Мінерали з рівними значеннями твердості не залишають подряпин один на одному. Шкала твердості відносна. За допомогою шкали можна встановити, який мінерал твердіший. Для визначення твердості мінералів за шкалою Мооса слід гострими краями зразків дряпати рівні, свіжі, не вивітрені поверхні. У деяких мінералів, через особливості будови кристалічної решітки, твердість може бути різною в різних напрямках (анізотропія). За відсутності шкали Мооса орієнтовну твердість мінералу можна визначити підручними засобами.

За твердістю мінерали поділяються на чотири групи: *м'які* – мінерали з твердістю 1–2 за шкалою Мооса; *середньої твердості* – мінерали з твердістю 3–4 за шкалою Мооса; *тверді* – мінерали з твердістю 5–7 за шкалою Мооса; *дуже тверді* – мінерали з твердістю понад 7 за шкалою Мооса.

Блиск мінералу (табл. Д3.2 дод. 3, CD) – здатність поверхні мінералу відбивати світло. За блиском мінерали поділяються на дві групи. Металічний блиск характерний для більшості рудоутворювальних мінералів, неметалічний – типовий для породоутворювальних мінералів.

Окремі мінерали, зокрема ті, що утворюють землісті агрегати, взагалі не блищать, тому їхній блиск характеризують як матовий

(каолін, боксит, магнезит, піролюзит, лімоніт). Блиск мінералу визначають за допомогою шкали блиску спочатку на площині спайності, а потім на загальній поверхні мінералу.

Спайність – це здатність мінералів розколюватися чи розщеплюватися за певними площинами, паралельними дійсним чи можливим граням кристала, які називають площинами спайності. Вони здебільшого гладенькі, блискучі, утворюються внаслідок неоднакових сил зчеплення між певними плоскими сітками кристалічної решітки кристала.

Розрізняють такі види спайності:

- *цілком досконала* (рис. ДЗ.84 дод. 3, CD) – мінерал розщеплюється пальцями на окремі гладенькі пластини (слюди, гіпс, тальк);
- *досконала* (рис. ДЗ.85 дод. 3, CD) – мінерал від легкого удару розколюється в одному чи кількох напрямках з утворенням рівних гладеньких поверхонь (кальцит, галіт, галеніт);
- *середня* (рис. ДЗ.86 дод. 3, CD) – внаслідок удару утворюються окремі уламки, обмежені рівними й нерівними поверхнями (польові шпати);
- *недосконала* (рис. ДЗ.87 дод. 3, CD) – у разі розколювання переважають уламки з нерівними поверхнями (апатит, берил, олівін);
- *цілком недосконала* – всі уламки мають нерівні поверхні (кварц, магнетит), тобто спайність відсутня.

Залежно від простої кристалографічної форми кристал може розколюватися в одному, в двох, трьох і більше напрямках: за пінаклом – один напрямок (слюди); за ромбічною або тетрагональною призмою – два (ортоклаз, піроксен, рогова обманка); за гексагональною призмою, ромбоедром і кубом – три (кальцит, галіт); за октаедром – чотири; за ромбододекаедром – шість. За наявності спайності в кількох напрямках вказують кути між площинами спайності.

Деякі мінерали можуть взагалі не мати спайності (кварц). При ударі мінерал розколюється у довільних напрямках із неправильними поверхнями зламу (кварц, лімоніт та ін.).

Площини спайності не треба плутати із гранями кристалів. Слід пам'ятати, що площини спайності вирізняються сильнішим, ніж на гранях, блиском, свіжіші на вигляд; у мінералів зі спайністю є здебільшого декілька паралельних площин спайності. У деяких мінералів на гранях видно штриховку (пірит, кварц), тоді як площини спайності завжди гладенькі.

Окремість – розколи кристалів за площинами їх фізичної неоднорідності. Площинами окремісті можуть бути площини зрощення

двійників; поверхні зон і секторів росту кристалів; площини найдрібніших включень інших мінералів. На відміну від спайності окремість проявляється по всьому кристалу, розколи у разі окремісті є більш грубими і чіткими.

Для мінералів із недосконалою чи цілком недосконалою спайністю важливою діагностичною ознакою може бути *злам*, тобто характер поверхні уламків, на які мінерал розколюється внаслідок удару. За характером поверхні, яка утворюється при розколі мінералу, виділяють такі *типи зламу*:

- *зернистий* (рис. ДЗ.88 дод. 3, CD) – на поверхні зламу добре видно окремі кристали (ангідрит, магнетит, окремі різновиди гіпсу, апатиту);
- *землистий* (рис. ДЗ.89 дод. 3, CD) – поверхня зламу матова, шершава, немов укрита пилом. Характерний для землистих, тонкозернистих, пилюватих форм мінералів (лімоніт, каолініт);
- *черепашковий* (рис. ДЗ.90 дод. 3, CD) – гладенька випукла або увігнута поверхня з концентричною ребристістю, що нагадує мушлю деяких моллюсків (гірський кришталь, магнезит);
- *скабистий* (рис. ДЗ.91 дод. 3, CD) – нагадує поверхню необтесаної дошки і характерний для стовпчастих чи волокнистих агрегатів деяких мінералів (тичкуватий гіпс, рогова обманка, азбест);
- *гачкоподібний* (рис. ДЗ.92 дод. 3, CD), який характерний для самородних металів;
- *нерівний* (рис. ДЗ.93 дод. 3, CD) – характерний для агрегатів мінералів, котрі трапляються у формі суцільних повнокристалічних мас (нефелін, кварц, апатит) тощо;
- *волокнистий* (рис. ДЗ.94 дод. 3, CD) – подібний до волокон тканини (хризотил-азбест);
- *східчастий* (рис. ДЗ.95 дод. 3, CD) – з характерними східцеподібними уступами (галеніт).

Питома вага мінералів визначається орієнтовно звичайним зважуванням на долоні (в лабораторних умовах за допомогою гідростатичних ваг) і змінюється від 0,6 до 21 г/см³. Усі мінерали за питомою вагою поділяються на чотири групи:

- *легкі* з питомою вагою до 2,5 г/см³ (сірка, галіт, гіпс);
- *середні* з питомою вагою від 2,5 до 4 г/см³ (кальцит, доломіт, кварц, польові шпати, слюди);
- *важкі* з питомою вагою від 4 до 6 г/см³ (гематит, барит, магнетит);
- *дуже важкі* з питомою вагою понад 6 г/см³ (самородні золото, платина, мідь, срібло).

Деякі мінерали мають лише їм притаманні властивості, які є добрими діагностичними ознаками цих мінералів. Так, один із різновидів кальциту – ісландський шпат (рис. ДЗ.96–3.97 дод. 3, CD) – має подвійне променезаломлення (подвоює зображення, яке розглядається крізь нього); у лабрадора при обертанні на площинах спайності спостерігається гра кольорів у фіолетово-синювато-зелених тонах; флюорит навіть у невеличкому зразку може бути забарвлений у різні кольори; графіт залишає слід на папері; глинисті мінерали, наприклад, каолін – масний на дотик; халцедон просвічується по краях і т.д.

Певні мінерали (галіт, сильвін) можуть цілком або частково розчинятися в дистильованій воді. Усі мінерали, які розчиняються у воді, мають певний смак (галіт – солоний, сильвін – гіркувато-солоний, карналіт – гіркий, мідний купорос – в'язучий, селітра – пекучий, сода – лужний). Деякі мінерали при терті один об один мають характерний запах (при терті жовен фосфориту з'являється запах горілої шкіри; запах сірчаного газу характерний для піриту та сірки). Окремим мінералам притаманні такі ознаки, як магнітність – здатність діяти на магнітну стрілку компаса (магнетит), ковкість (золото), масність на дотик (тальк), гнучкість (слюди), горючість (сірка).

Реакцію з 10 % розчином HCl (або зі столовим оцтом) дають мінерали групи карбонатів (скипання). Визначник найголовніших породоутворювальних мінералів за їх діагностичними ознаками наведено в табл. 3.3.

Таблиця 3.3

Визначник найголовніших породоутворювальних мінералів

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риски)	Блиск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Самородні елементи							
Сірка	1,5–2	Жовтий, медово-жовтий, оранжево-жовтий; (солом'яно-жовтий)	Смоляний, масний	Черепашковий	Недосконала	Кристали, землісті, щільні порошкоподібні маси, нальоти, кірочки	Крихка, горить з різким запахом

Продовження табл. 3.3

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риски)	Блеск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Графіт	1–2	Чорний, сталево-сірий; (сіро-стальний, чорний)	Металоподібний, землистий	Дрібнозернистий, рівний	Досконала в одному напрямку	Луски, пластинки, землисті агрегати, кулеподібні виділення	Масний на дотик
Сульфід							
Пірит	6,5	Світло-жовтий з латунно-жовтою чи бурюю грою кольорів; (зеленувато-чорний)	Металічний	Нерівний, черепашковий	Недосконала	Кристали (куб, октаедр), суцільні зернисті скупчення	Штрихуватість на гранях куба
Халькопірит	3–4	Латунно-жовтий із веселковою грою кольорів; (зеленувато-жовтий)	Металічний	Черепашковий	Недосконала	Зернисті маси	Мінливість
Галеніт	2–3	Свинцево-сірий; (сірувато-чорний)	Металічний	Черепашковий	Цілком досконала у конала у трьох напрямках	Кристали (куб)	Залишає сліди на руках
Сфалерит	3,5–4	Бурий, чорний, жовтий, зелений; (бурий, жовтий)	Масний, алмазний	Черепашковий	Досконала у шести напрямках	Кристали (тетраедр, додекаедр), зернисті агрегати	Крихкий
Окиси і гідроокиси							
Кварц	7	Прозорий, білий, рожевий, сірий, блакитний, димчастий, чорний; (риски не дає)	Скляний	Черепашковий	Відсутня	Призматичні, ромбоєдричні виділення, друзи, зростки	Іноколи містить включення інших мінералів

Продовження табл. 3.3

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риски)	Блиск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Лімоніт	5-5,5	Іржаво- бурий, жовтий, червоно- бурий; (вохряно- жовтий, бурий, іржаво- бурий)	Напівметалічний, мас- ний	Землистий	Відсутня	Дрібнозернисті, землисті маси, волокнисті, нирко- подібні агрегати	Щільний або землис- тий пухкий, нагадує іржу
Гематит	5,5-6,5	Вишнево- червоний, синювато- червоний, червоно- коричневий; (вишнево- червоний)	Напівметалічний	Нерівний	Відсутня	Масивні і землисті маси, гроноподібні форми, пластин- часті кристали	Електромагнітний
Магнетит	6-6,5	Залізо- чорний; (чорний)	Напівмета- лічний	Нерівний	Відсутня	Кристали (октае- дри, додекаедри), масивні агрегати	Магнітний
Галогенні сполуки							
Галіт	2	Прозорий, білий, сірий, з блакитним відтінком (білий)	Скляний	Черепашковий	Досконала в триох напрям- ках	Суцільні криста- лічні зернисті маси, волокнисті, натічні, листуваті агрегати, кристали, друзи	Солоний смак, розчиняється в воді
Флюорит	4	Безбарвний, блдо- жовтий, синій, фіоле- товий, зеленкуватий (білий)	Скляний	Черепашковий	Досконала	Зернисті, проме- нисті, щільні маси, стовпчасті агрегати	Інколи зонально забарвлений

Продовження табл. 3.3

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риски)	Блеск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Фосфати							
Фосфорит	5	Бурий, сірий, чорний (блідо- сірий)	Матовий	Нерівний	Відсутня	Конкреції, жовна, скарлупчасті агрегати	Радіально-про- мениста будова конкрецій
Апатит	5	Зелений, жовтуватий, блакитно- зелений, білий, фіо- летовий, без- барвний; (білий)	Скляний, масний	Нерівний, чере- пашковий	Недосконала	Призматичні, голчасті кристали, друзи, жовна, конкреції, зернисті суцільні маси	Крихкий
Карбонати							
Кальцит	3	Прозорий, білий, жов- тий, блакит- ний; (білий)	Скляний	Рівний по площинах спайності	Досконала в на- троях на- прямках	Зернисті, щільні, пористі, натічні, листуваті, раді- ально-променисті агрегати	Скипає з HCl
Доломіт	3,5–4	Білий, сірий, жовтуватий, буруватий, чорний, коричневий (білий)	Скляний	Нерівний	Досконала в на- троях на- прямках	Кристалічно- зернисті щільні маси, кристали	Скипає в порошок з HCl
Сульфати							
Гіпс	2	Білий, сірий, жовтуватий, червонуватий, коричневатий, безбарвний (білий)	Скляний, шовковис- тий	Нерівний	Цілком дос- конала	Кристали, друзи, таблички, землісті, зернисті, волокнис- ті маси	Крихкий, дряпається нігтем
Барит	3,5	Безколір- ний, білий, сірий, блаки- тний, жов- тий; (білий)	Скляний, перламутро- вий	Нерівний	Досконала, ясна	Кристали (таб- литчасті, стовп- часті), крупно- зернисті щільні маси, друзи, щітки, натічні форми	Штрихова на гранях, крихкий

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риски)	Блиск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Олівін	6,5–7	Зелений, жовтий, сірий, корич- невий; (риски не дає)	Скляний	Черепашко- вий, нерів- ний	Середня, недосконала	Короткостовп- часті кристали, зернисті агрегати	Крихкий, прозорий
Острівні силікати							
Гранат	6,5–7,5	Червоний, зелений, оранжевий, жовтий, чорний; (білий або риски не дає)	Сляний, алмазний	Нерівний	Недосконала	Кристали	Крихкий
Стрічкові силікати							
Рогова об- манка	5,5–6	Чорний, зелено- чорний, зелений; (білий, зеле- нуватий)	Скляний	Східчасто- нерівний, скабистий	Досконала в двох напрям- ках	Призматичні, стовпчасті та голчасті кристали	Зовні подіб- ний до рогу
Шаруваті силікати							
Мусковіт	2,5	Безбарвний з жовтуватим або зеленува- тим відтін- ком; (риски не дає)	Скляний, перламутро- вий	Нерівний	Цілком дос- конала в конала в одному нап- рямку	Тонкі пластинки, луски, таблички	Пружність пластинок, які легко відокрем- люються
Біотит	2–3	Чорний, темно- зелений (білий, зелений)	Скляний, перламутро- вий	Нерівний	Цілком дос- конала в од- нонаму нап- рямку	Таблички, стовп- чики, пластинки, луски	Мас високу пружність
Каркасні силікати							
Мікроклін	6	Червоний, бурий кре- мовий, бла- китно-зеле- ний; (білий)	Скляний, перламутро- вий	Нерівний	Досконала в двох напрям- ках	Таблитчасті, призматичні кристали	Косий кут між площинами спайності

Закінчення табл. 3.3

Назва мінералу	Твердість	Колір; (колір риси)	Блеск	Злам	Спайність	Форма мінералу	Особливі властивості
Альбіт	6-6,5	Білий, рожевий, сірувато-білий, жовтий, зеленуватий; (білий)	Скляний, перламутровий	Нерівний	Досконала в двох напрямках	Таблички і пластинки	Косий кут між площинами спайності
Анортит	6	Тьмяно-білий, сірий, зелений, сірувато-чорний, синюватий; (білий)	Скляний, перламутровий	Нерівний	Досконала в двох напрямках	Призматичні, таблитчасті кристали, масивні агрегати	Напівпрозорий, іризує, розчиняється в кислоті
Лабрадор	6-6,5	Білий від безбарвного до сірого, темно-сірий, чорний, коричневий і синій; (білий)	Скляний, перламутровий	Нерівний	Досконала в двох напрямках	Дрібні й великі таблички	Іризує



Контрольні запитання та завдання

1. Що покладено в основу класифікації мінералів?
2. Охарактеризуйте класи мінералів.
3. Назвіть і опишіть морфологічні ознаки мінералів.
4. Охарактеризуйте фізичні ознаки мінералів.

Тема 4

ГІРСЬКІ ПОРОДИ _____



Гірські породи – це природні стійкі асоціації мінералів, які сформувалися в результаті певних геологічних процесів і утворюють у земній корі самостійні геологічні тіла.

Виділяють *полі- та мономінеральні* гірські породи. Гірські породи можуть бути складені породоутворювальними та акцесорними, первинними та вторинними мінералами. Внутрішня будова гірських порід характеризується їх *структурою* і *текстурою*.

Структура визначає ступінь кристалізації, абсолютні й відносні розміри мінералів, їх форму, спосіб з'єднання.

Текстура – це сукупність ознак будови гірської породи, яка зумовлена орієнтуванням, відносним розташуванням і розподілом усіх породоутворювальних компонентів.

За походженням гірські породи поділяються на магматичні, пірокластичні, осадові та метаморфічні.

4.1. Магматичні гірські породи

Магматичні породи утворюються в результаті проникнення (інтрузивні) в земну кору магми або виверження на поверхню лави (ефузивні). Різні фізико-хімічні умови застигання магми на глибині та лави на поверхні земної кори є основною причиною утворення різних за складом і структурно-текстурними особливостями порід, навіть у тому разі, якщо склад первинної речовини (магми) однаковий. На глибині при повільному застиганні магми в умовах поступового зниження температури, за наявності летких компонентів, які сприяють кристалізації, утворюються породи з повнокристалічною структурою. Коли магма виливається на поверхню, де перетворюється на лаву, вона потрапляє в інші фізико-хімічні умови. Різко падає температура і тиск, втрачаються розчинені в ній гази, що зумовлює її застигання у вигляді аморфної або мікрокристалічної маси. Особливе місце серед магматичних утворень належить

жилым породам, які формуються в результаті застигання магматичних розплавів у тріщинах. Для таких порід характерна повнокристалічна дрібнозерниста або порфіроподібна структура.

За вмістом SiO_2 вони поділяються на *кислі* (містять понад 65 % SiO_2 ; група граніт – ліпарит (ріоліт)); *середні* (містять 65–52 % SiO_2 ; група діорит – андезит); *основні* (містять 52–40 % SiO_2 ; група габро – базальт (долерит)); *ультраосновні* (вміст SiO_2 менше 40 %; група перидотит – пікрит) породи. У кожній із груп на першому місці вказана *інтрузивна порода*, а на другому – *ефузивна*.

Породоутворювальними мінералами магматичних порід є кварц, польові шпати, слюди, амфіболи, піроксени; у підпорядкованих кількостях (до 1 %) наявні олівін, фельдшпатоїди та інші мінерали. Так, в ультраосновних і основних породах переважають піроксени та олівін, які характеризуються низьким вмістом кремнезему і темним забарвленням, у зв'язку з чим породи цих груп характеризуються темними кольорами. У складі кислих і середніх порід переважають кварц та польові шпати, що зумовлює їх світле забарвлення. Щільність порід збільшується в напрямку від кислих ($2,58 \text{ г/см}^3$) до ультраосновних ($3,4 \text{ г/см}^3$).

Найпоширенішими в земній корі серед магматичних порід є кислі породи, які складені кварцем, польовими шпатами, біотитом, роговою обманкою та іноді піроксенами. Найбільша кількість інтрузивних гранітів, гранодіоритів та їх ефузивних аналогів – ліпаритів (ріолітів) і дацитів.

Граніти (рис. Д4.1–Д4.2 дод. 4, CD) – це глибинні породи, для яких характерна повнокристалічна, здебільшого середньозерниста, рідше – крупно- і дрібнозерниста структура. Їх породоутворювальними мінералами є кварц (25–35 %), калієві польові шпати (35–40 %), кислі плагіоклази (20–25 %) і темноколірні мінерали – біотит, який в окремих різновидах гранітів заміщується мусковітом, роговою обманкою і, рідше – піроксенами. Якщо вміст кварцу в породі не перевищує 15–25 %, а з польових шпатів переважають плагіоклази і збільшується кількість темноколірних мінералів (особливо рогової обманки), вона називається *гранодіоритом* (рис. Д4.3 дод. 4, CD).

Ліпарити (рис. Д4.4 дод. 4, CD) характеризуються порфіровою структурою, де на тлі світлої, здебільшого склоподібної, рідше афанітової основної маси, виділяються вкраплення кристалічних

зерен польових шпатів, плагіоклазів, кварцу й іноді темноколірних мінералів (рогової обманки або піроксенів).

Даци́ти за складом і характером будови подібні до ліпаритів, але відрізняються тим, що серед вкраплень переважають зерна кислих плагіоклазів.

Кислі породи зі склоподібною структурою, які являють собою однорідну аморфну масу сірого, до чорного, іноді з бурувато-червоним відтінком забарвлення і з вмістом води до 1 %, називаються *обсидіанами* (рис. Д4.5 дод. 4, CD), а аналогічні за складом та будовою породи, але з вмістом води 6–10 % – *цехитейнами*. Для перших характерний скляний блиск і черепашковий злам, а в других блиск смоляний.

Якщо склоподібна порода має пористу текстуру, вона називається *пемзою* (рис. Д4.6 дод. 4, CD). Характерною властивістю пемзи, окрім високої пористості, є дуже низька її щільність – вона плаває на воді.

Характерними представниками групи середніх порід є діорити й андезити.

Діорити (рис. Д4.7 дод. 4, CD) – інтрузивні породи з повнокристалічною структурою і вмістом світлих мінералів 65–70 %. Світло-сіре, зеленувато-сіре забарвлення породи надає середній плагіоклаз, який є основним породоутворювальним мінералом. У незначних кількостях наявні кварц і ортоклаз. Із темноколірних мінералів переважає рогова обманка, є біотит і, рідко, піроксени. Якщо кількість кварцу в такій породи становить 5–15 %, її називають *кварцовим діоритом*.

Андезити (рис. Д4.8 дод. 4, CD) – це ефузивні аналоги діоритів. Вони характеризуються порфіровою структурою, де на тлі основної прихованокристалічної або дуже дрібнозернистої маси, яка містить вулканічне скло, виокремлюються світло-сірі вкраплення плагіоклазів і чорні – рогової обманки та піроксенів. Для андезитів здебільшого характерні пориста або масивна текстура.

Головними породоутворювальними мінералами основних порід є піроксени й основні плагіоклази, в тісному парагенетичному зв'язку з якими перебуває магнетит, титаномagnetит та інші рудні мінерали. Значна кількість кольорових мінералів надає породи темного забарвлення, на тлі якого виокремлюються світлі вкраплення плагіоклазів. Найпоширенішими в земній корі породами цієї групи є габро і базальти.

Габро (рис. Д4.9 дод. 4, CD) – це глибинні породи з повнокристалічною середньо- і грубозернистою структурою. Головними породоутворювальними мінералами є піроксени, які становлять

35–50 % об'єму породи, рідше наявні рогова обманка та олівін. Світлі мінерали представлені основними плагіоклазами.

Різновид габро, який складений майже цілком основними плагіоклазами, називається *анортозитом* (рис. Д4.10 дод. 4, CD).

Якщо плагіоклаз представлений лабрадором, то така порода називається *лабрадоритом* (рис. Д4.11 дод. 4, CD).

Базальти (рис. Д4.12–4.13 дод. 4, CD) – це ефузивні аналоги габро. Вони мають чорне або темно-сіре забарвлення і афанітову та порфірову структури. На склоподібному тлі основної маси виокремлюють дуже дрібні порфірові вкраплення плагіоклазів, піроксенів і, рідше, олівіну. Структура породи масивна або пориста.

Аналогічні за складом породи, але з дрібнозернистою повнокристалічною структурою називаються *долеритами* (рис. Д4.14 дод. 4, CD).

Ультраосновні породи (гіпербазити або ультрамафіти) займають підпорядковане місце в складі земної кори. Найпоширенішими представниками цієї групи є дуніти, перидотити та піроксеніти.

Дуніти (рис. Д4.15–4.16 дод. 4, CD) належать до інтрузивних порід, які характеризуються повнокристалічною дрібно- і середньозернистою структурою та складені на 85–100 % олівіном, який надає їм темно-сірого, жовто-зеленого і зеленого забарвлення. У результаті вторинних змін олівін перетворюється на серпентин і магнетит, що зумовлює темно-зелений і чорний колір породи.

Перидотити (рис. Д4.17 дод. 4, CD) – найбільш поширені з ультраосновних глибинних порід, які складаються з олівіну, кількість якого коливається в межах від 50 до 70 % і піроксенів.

Олівініти (рис. Д4.18 дод. 4, CD) відрізняються від дунітів тим, що складені олівініном (90–100 %) з домішкою магнетиту.

Структура порід повнокристалічна середньо-, крупнозерниста порфіроподібна. Забарвлення породи темно-зелене або чорне, яке зумовлене кольором олівіну і вторинного серпентину. На цьому тлі виокремлюють більш крупні вкраплення піроксенів, які добре помітні завдяки скляному блиску на площинах спайності.

Піроксеніти (рис. Д4.19 дод. 4, CD) – це інтрузивні породи, для яких характерна повнокристалічна крупно- або середньозерниста структура. Головними пороодоутворювальними мінералами є піроксени, які надають породі зеленкувато-чорного та чорного забарвлення. У підпорядкованій кількості (до 10–20 %) наявний олівін. За вмістом оксиду кремнію піроксеніти аналогічні до основних і навіть серед-

ніх порід, проте відсутність у них польових шпатів дозволяє відносити їх до ультрамафітів.

Ефузивні аналоги ультраосновних порід, до яких належать *підкрити і підкритові порфірити*, трапляються вкрай рідко. За речовинним складом це дуже подібні породи. Основними породоутворювальними мінералами підкритів є олівін і піроксени. У незначних кількостях наявні рогова обманка, основний плагіоклаз та біотит. Для них характерна зерниста структура. Підкритові порфірити позбавлені плагіоклазів і характеризуються порфіроподібною структурою.

Характерною ознакою ефузивних *коматіїтів* (рис. Д4.20 дод. 4, CD) є спініфлекс-структура (структура пташиного сліду), зумовлена наявністю агрегатів «скелетних» кристалів олівіну та піроксену на тлі основної афанітової маси. Такі породи поширені серед давніх неoarхейських комплексів докембрійських щитів, де є невід’ємною складовою зеленокам’яних комплексів.

Більшість із зазначених порід належать до порід нормального ряду, які характеризуються відносно низькими вмістами лугів (K_2O і Na_2O), проте в природі існують магматичні утворення з підвищеним їх вмістом. Такі породи належать до порід лужного ряду, і найбільш характерними їх представниками є сієніти.

Сієніти (рис. Д4.21–4.22 дод. 4, CD) – це інтрузивні породи середніх глибин. Їх головними породоутворювальними мінералами є калієві польові шпати, які становлять понад 30 %, кислі плагіоклази, біотит і рогова обманка. У незначних кількостях (до 5 %) наявний кварц. Завдяки тому, що до їх складу входять калієві польові шпати, ці породи мають рожеве або сіро-жовте забарвлення. Структура порід повнокристалічна, середньозерниста або порфіроподібна. Сієніти є відносно рідкісними магматичними утвореннями. Їх ефузивним аналогом є трахіти.

Трахіти (рис. Д4.23 дод. 4, CD) характеризуються порфіровою або трахітовою структурою і складені лужними польовими шпатами, середнім плагіоклазом і кольоровими мінералами, серед яких найчастіше наявні біотит і піроксени. На дотик вони шорсткі, що є однією з їх діагностичних ознак.

Відносно поширеними породами лужного ряду є *нефелінові сієніти* (рис. Д4.24 дод. 4, CD), характерною особливістю яких є наявність у їх складі фельдшпатоїдів. Це інтрузивні утворення се-

редніх глибин з повнокристалічною, здебільшого крупнокристалічною структурою.

Основну їх частину (70 % і більше) складають світлі мінерали, які представлені польовими шпатами (ортоклаз, мікроклін, альбіт), і нефелін. Із темnobарних мінералів наявні біотит, амфіболи і піроксени.

Ефузивним аналогом нефелінових сієнітів є *фоноліти*, які складаються з лужних польових шпатів, фельдшпатоїдів і кольорових мінералів, представлених піроксеном та амфіболом. Структура порід порфірова або афірова. Характерною їх ознакою є дзвін внаслідок удару по них молотком.

За мінеральним складом *жилінні утворення* відповідають кислим магматичним породам. Серед них розрізняють невідокремлені (*асхістові*) жилінні породи, тобто такі, які пов'язані з материнською інтрузією, і відокремлені (*діасхістові*), які характеризуються відсутністю будь-яких зв'язків із магматичним джерелом.

Перші за мінеральним складом подібні до глибинних інтрузивних порід, із якими вони пов'язані, і відрізняються лише структурою. Якщо структура дрібно- або мікрозерниста, це відображається в назві породи. Наприклад, жилінний дрібнозернистий граніт або мікрограніт. Якщо структура жилної породи порфіроподібна, до назви відповідної глибинної породи з калієвим польовим шпатом додається слово *порфір* (рис. Д4.25 дод. 4, CD), для плагіоклазових – *порфірит* (рис. Д4.26 дод. 4, CD). Наприклад, граніт-порфір, діорит-порфірит тощо.

Відокремлені породи, у складі яких переважають світлі мінерали, називаються *аплітами*, а при перевазі темноколірних – *лампрофірами* (рис. Д4.27 дод. 4, CD). Світлі жилінні породи з крупнозернистою (до гігантозернистої) структурою називаються *пегматитами* (рис. Д4.28 дод. 4, CD). Найбільш поширені кислі пегматити, що складаються з польових шпатів, кварцу і слюд. Характерною їх ознакою є закономірне взаємне проростання кристалів названих мінералів.

Магматичні породи утворюються в умовах впливу різних тектонічних процесів, причому постійно змінюється режим температури.

При охолодженні гірські породи змінюють свій об'єм (переважно стискаються), в результаті чого зазнають розколів і при цьому утворюються тріщини – *окремісті*. Ефузивні породи мають почасти стовпчасту окремість. Остигання починається з поверхні пото-

ків. Утворюються колони зазвичай шести- або п'ятикутного перерізу, які щільно стикаються і розташовуються перпендикулярно до поверхні охолодження (рис. Д4.29 дод. 4, CD).

Тому в потоках, які лежать горизонтально, стовпи розташовуються вертикально. У дайках гіпабісальних або вулканічних порід стовпи мають горизонтальне положення.

Окремість інтрузивних порід є результатом взаємодії між силами стиснення при охолодженні і впливом тектонічного тиску після охолодження розплаву.

Виокремлюють *пластову окремість* із більш-менш пологим заляганням. Вона має часто матрацеподібну форму і характерна для гранітів.

Окрім пластової окремість в інтрузивних породах виникають тріщини з крутим падінням, які розташовані закономірно відносно сил тиску. Як правило, тріщини закриті, оскільки блоки гірських порід між ними притискаються силами тиску один до одного. Перпендикулярно до цих площин розташовані поперечні тріщини окремість, які простягаються у напрямку сил тиску. Ці тріщини можуть бути відкритими і часто є каналами для магматичних розплавів або гідротермальних розчинів (утворюються дайки більш пізніх інтрузивних порід або гідротермальні кварцові та інші жили).

Найбільш поширені текстури і структури інтрузивних та ефузивних магматичних порід наведено в табл. 4.1.

Таблиця 4.1

Текстури і структури магматичних порід

Назва	Характеристика
Текстури інтрузивних порід	
Масивна	Розмір зерен мінералів майже однаковий
Щільна	Мінерали щільно прилягають один до одного і відсутня будь-яка орієнтація в їх розміщенні
Повнокристалічна	Порода цілком складається з кристалічних зерен
Структури інтрузивних порід	
Рівномірно зерниста	Зерна мінералів у породі приблизно однакового розміру
Порфірова	Крупні кристали одного мінералу оточені приховано кристалічною масою інших
Гранобластова	Утворена переважно ізометричними зернами
Нерівномірно зерниста	Зерна мінералів у породі різного розміру
а) крупнозерниста	Розмір зерен 0,3–1,0 см
б) середньозерниста	Розмір зерен 0,1–0,3 см
в) дрібнозерниста	Розмір зерен 0,05–0,1 см
г) тонкозерниста	Розмір зерен менше 0,05 см

Закінчення табл. 4.1

Назва	Характеристика
Текстури ефузивних порід	
Пориста	Характеризується наявністю пор
Мигдалекам'яна	Пори або порожнини в породі заповнені вторинними мінералами
Флюїдальна	Кристалічні зерна, струмені скла, порожнини розташовуються впорядковано до напрямку руху потоку лави
Структури ефузивних порід	
Склоподібна чи аморфна	Значна перевага нерозкристалізованої маси
Порфірова	Великі кристалічні зерна вкраплені у кристалічну, але більш дрібнозернисту масу
Афанітова	Порода складена дрібними зернами мінералів, які не розрізняються неозброєним оком

Форми магматичних тіл залежать від багатьох чинників, найважливішими з яких є склад магми й її в'язкість. За формою розрізняють тіла інтрузивних і ефузивних порід, які залежать від того, де вони утворилися – на глибині чи на поверхні. Внутрішня будова магматичних тіл пов'язана з їх формою і зумовлена механізмом вкорінення магми, її фізичними властивостями, глибиною остигання магматичного розплаву, співвідношенням із вміщувальними породами та ін.

У загальному випадку інтрузивні тіла поділяються залежно від розмірів на великі та малі інтрузії; залежно від глибини формування – на глибинні (абісальні) та інтрузії малої глибини (гіпабісальні).

Залежно від характеру взаємовідносин зі структурою вміщувальних товщ форми магматичних порід поділяються на *узгоджені* (конкордантні) та *неузгоджені* (дискордантні).

Узгоджені тіла вкорінюються між шарами вміщувальних порід, і форма їх залежить від складчастої структури вміщувальної товщі порід.

Узгоджені тіла проривають, перетинають шаруваті вміщувальні породи і мають форму, яка не залежить від структури останньої. До узгоджених інтрузивних тіл належать пластовподібні інтрузивні поклади, сілли, лополіти, лаколіти, факоліти та ін. Серед неузгоджених інтрузивних тіл виділяють дайки, кільцеві дайки, жили, штоки, батоліти.

Положення та співвідношення інтрузивних та ефузивних тіл зображено на принциповій схемі (рис. Д4.30 дод. 4, CD).

Ці тіла можуть утворюватися в процесі одноразового вкорінення магми, і тоді вони називаються простими (або однофазними). Якщо магма надходила декілька разів, тіла називаються складними (або багатofазними). У разі повторних вкоріненнь склад магми змінюється, і тоді інтрузивне тіло складено серією різних порід. Трапляються також прості (однофазні) тіла, які складені серією різних порід. Це – диференційовані тіла, які є продуктами еволюції (диференціації) магми в процесі кристалізації єдиного магматичного розплаву.

Контакти інтрузивних тіл із вміщувальними породами можуть бути різкими (у разі вкорінення гарячої магми) і неясними (у разі вкорінення магми в сильно нагріті породи). Неясні контакти характерні для взаємовідношень порід на великих глибинах або у разі магматичного заміщення навколишніх порід.

Батоліти – значні, площею в сотні тисяч квадратних кілометрів, тіла видовжено-овальної та ізометричної форми з вузьким підвідним каналом. Якщо підвідний канал відходить униз від центральної частини дна батоліту, утворюються батоліти центрального типу, а коли підвідний канал збоку – батоліти тріщинного або щілинного типу. У разі вкорінення батолітів у товщі, котрі залягають вище, відбуваються процеси асиміляції вміщувальних порід і, як наслідок, зміна первинного складу магми. Батоліти складені кислими породами (граніти, гранодіорити), які по краях поступово заміщуються породами середнього складу (сієнітами, діоритами, габро). Потужність батолітів досягає 10 км.

Штоки – великі масиви інтрузивних порід округлої або видовженої форми площею до 100 км², які здебільшого мають круте падіння. Вони часто утворюють виступи куполоподібної форми на поверхні батолітів. Як правило, штоки складені породами кислого або середнього складу.

Залежно від основних особливостей своєї форми штоки поділяються на декілька різновидів. Тіла, які мають поблизу поверхні конічну або циліндричну форму, називаються *бісмалітами*, а тіла, які звужуються з глибиною і мають форму лійки, – *етмолітами*. *Сфеноліти* мають форму клина, *акмоліти* – форму гострого леза, *фунгуліти* – форму перевернутої сокири, *хоноліти* – тіла складної форми і т.д.

Інтрузивні куполи і магматичні діапіри – штокоподібні або краплеподібні (на зразок перевернутої краплі) інтрузивні тіла, які розширюються догори і в покрівлі мають вигляд купола. Ці назви

часто застосовуються до масивів, які не мають точних даних про форму та генезис. За деякими ознаками вони подібні до лополітів, батолітів центрального і щілинного типів, штоків.

Сілли утворюються внаслідок вкорінення рідкої магми основного складу вздовж площин нашарування осадових гірських порід. Залягають сілли між пластами (пластові інтрузії), часто утворюючи перешарування осадових і магматичних порід, у недислокованих і слабодислокованих товщах. Їх потужність досягає сотень метрів.

Лаколіти – куполоподібні, грибоподібні інтрузивні тіла діаметром до кількох кілометрів. Верхня поверхня їх опукла, нижня, яка сполучається з підвідним каналом, – плоска. Утворюються вони внаслідок вкорінення в'язкої кислої магми, яка підіймає вміщувальні породи, згинаючи їх відповідно до своєї форми.

Гарполіти (міжформаційні інтрузії) – великі пластові подібні (або серпоподібні) конкордантні тіла переважно гранітоїдного складу, які залягають на дискордантних поверхнях.

Лополіти – чашоподібні міжпластові інтрузивні тіла, які утворюються внаслідок просідання порід, що залягають нижче під вагою магми основного чи ультраосновного складу. Вони характерні для платформ і досягають десятків тисяч квадратних кілометрів за площею.

Дайки – інтрузивні плитоподібні тіла, які утворюються під час заповнення магмою тріщин. Вони бувають вертикальні, похилі, кільцеві. Товщина їх різна – від кількох сантиметрів до сотень метрів; протяжність – від десятків метрів до сотень кілометрів. Дайки складені породами різного складу – від ультраосновних до кислих.

Факоліти – лінзоподібні тіла, які залягають здебільшого у склепіннях складок. Вони невеликі за розмірами, трапляються лише в складчастих областях і складені переважно породами основного складу.

Неки – являють собою круто- або вертикальнозалягаючі релікти каналів, якими магматичний розплав піднімався до поверхні. У поперечному перерізі неки округлої, овальної або неправильної форми. Діаметр їх коливається від кількох метрів до 1,5 км. Неки можуть бути наповнені повнокристалічними, дрібнозернистими, напівсклуватими виверженими породами, або агломератом, лавою, туфами чи вулканічними брекчіями.

Діатреми (трубки вибуху) – субвертикальний трубоподібний канал, часто зі змінним перерізом (округлим, овальним та ін.), який

утворився в результаті одноактного прориву газів і вибуху в верхніх частинах земної кори. Найбільші трубки вибуху досягають 1 км у діаметрі. Діатреми складені вулканічними брекчіями, туфами і уламками гірських порід стінок каналу (базальтами, лімбургітами, кімберлітами, осадовими породами та ін.). Місцями вони перетворені на гранатові і піроксенові скарни. Вміщувальні породи по периферії трубок не порушені, але поблизу контакту з трубкою, як правило, роздроблені, метаморфізовані і деформовані.

Жили – дискордантні плитоподібні мінеральні та породні тіла, як правило з менш рівними і більш звивистими, ніж у дайок, площинами обмеження і мінливими в двох напрямках потужностями. Найчастіше вони складені гранітами і пегматитами.

Апофізи – невеликі відгалуження від великих інтрузивних тіл. Вони мають невеликі розміри, здебільшого неправильну форму і січне положення відносно вміщувальних порід.

Протрузії – геологічні тіла, які складені інтрузивними породами глибинних фацій, вдавнені в холодному стані тектонічними процесами в вищерозміщені шари. У них відсутні активні контактні явища. Вони є безкореновими геологічними тілами.

Форми рельєфу, пов'язані з інтрузивним магматизмом, можуть бути як результатом безпосереднього впливу магматичних тіл, так і наслідком препарування інтрузивних магматичних порід. Батоліти часто приурочені до осьових частин антикліноріїв та утворюють додатні форми рельєфу. Лаколіти виражені у рельєфі у вигляді куполів. Відпрепаровані дайки на земній поверхні утворюють вузькі, вертикальні чи крутоспадні тіла. Пластові інтрузії виражені в рельєфі у вигляді східчастих структур.

Більш інтенсивно впливає на рельєф ефузивний магматизм (вулканічні процеси). Продукти виливу магми на земну поверхню у вигляді лав надходять із надр Землі через вулканічні апарати. Лава може вивертатися через тріщини в земній корі (тріщинні вулкани) або через підвідні трубоподібні канали, зроблені в земній корі магмою (вулкани центрального типу).

За характером вивідних отворів виверження поділяють на *площові, лінійні і центральні*. У вулканічному процесі розрізняють *експлозивну та еруптивну* стадії. Вихід магматичного розплаву на поверхню супроводжується вибухом, в результаті якого утворюється від'ємна форма рельєфу – *кратер*.

За стадією діяльності вулкана, характером нагромадження продуктів виверження виокремлюють такі морфологічні типи вулканів: *маари, діатреми, екструзивні куполи, щитові вулкани, стратовулкани*. У багатьох вулканах від основного жерла відгалужуються побічні вивідні отвори, які називаються *паразитичними вулканами*. При руйнуванні вершин конусів внаслідок вулканічних вибухів або провалів можуть утворюватися западини, які називаються *кальдерами*. Розрізняють *кальдери вибуху, кальдери обвалення* та *ерозійні кальдери*.

Хімічний склад лави визначає в'язкість, рухомість та характер виверження вулканів. Так, лави ультраосновного й основного складу характеризуються малою в'язкістю і високою рухомістю. Вони легко розтікаються на значні відстані, утворюючи покриви і потоки з хвилястою поверхнею (рис. Д4.31–4.32 дод. 4, CD). Лави середнього і кислого складу мають високу в'язкість і малу рухливість. При виході на поверхню вони швидко застигають, утворюючи короткі потоки з брилевою поверхнею, куполи, обеліски. Тріщинні виливи утворюють лавові плато, над поверхнею яких інколи видно лише невеликі вулканічні конуси, які виникли на завершальному етапі виверження. Багаторазове виверження рідких лав із одного або кількох близько розташованих центрів приводить до формування вулканічних гір.

При видавлюванні лави кислого або середнього складу на поверхню у в'язкому або затверділому стані формуються *екструзивні* породи у вигляді валів, куполів або шпилів. Такі форми характерні для кислих і середніх лав.

Окрім цього, в результаті діяльності лавового потоку формуються *лавові гроти, лавові печери, лавові жолоби*. При підводному виверженні формуються *гайоти, абісальні пагорби*, а лави називаються *подушечними*.



Контрольні запитання та завдання

1. У чому полягає різниця між інтрузивними й ефузивними магматичними породами?
2. Які інтрузивні магматичні породи ви знаєте?
3. Які ефузивні магматичні породи ви знаєте?

4. Опишіть структури і текстури, характерні для інтрузивних магматичних порід.
5. Охарактеризуйте структури і текстури, характерні для ефузивних магматичних порід.
6. Назвіть і опишіть форми залягання інтрузивних магматичних порід.
7. Які форми залягання ефузивних магматичних порід ви знаєте?
8. Охарактеризуйте жильні утворення.
9. Які форми рельєфу пов'язані з інтрузивним і ефузивним магматизмом?

4.2. Пірокластичні гірські породи

Пірокластичні (вулканокластичні) – це вулканічні гірські породи уламкової структури, які займають проміжне положення між виверженими й осадовими породами. Вулкано-кластичні (пірокластичні) гірські породи складаються з ефузивного та пірокластичного матеріалу, іноді з домішками осадового чи стороннього матеріалу у кількості менше 50 %.

За речовинним складом вулканокластичні породи поділяються на базальтові, андезитові, дацитові, ріолітові, а за типом цементації – на зцементовані лавою, спечені (зварені), зцементовані гідрохімічно (перетвореним вулканічним попелом) та пухкі.

Пірокластичні породи поділяються за величиною уламків, збільшення розміру яких вказує на близькість до джерела виверження. За розміром розрізняють *пелітові* – менше 0,01 мм; *алевритові* – 0,01–0,1 мм; *псамітові* – 0,1–2,0 мм; *дрібнопсефітові* – 2,0–10,0 мм; *крупнопсефітові* (лапілієві) – 10,0–50,0 мм; *агломератові* – 50,0–200,0 мм; *брилово-агломератові* – понад 200,0 мм вулканокластичні породи.

Пірокластичні породи утворюються з уламків, викинутих під час виверження (пухкі породи). Пухкий пірокластичний матеріал називається *тефрою*. У зв'язку з тим, що до складу тефри входить вулканічне скло, яке дуже швидко літифікується, тефра переходить у щільну породу – *туф*. Цемент туфів зазвичай представлений продуктами вторинних змін речовини породи. У ньому наявні хлорити, карбонати, цеоліти.

Отже, незцементовані пірокласти (*вулканічний попіл, вулканічний пісок, лапілі і вулканічні бомби*) називаються *тефрами*, а зцементовані – *туфами* (рис. Д4.33–4.37 дод. 4, CD).

Зцементовані пірокласти за агрегатним станом поділяються на такі види:

- *вітрокластичні* (складаються з уламків скла);
- *кристалокластичні* (утворені уламками і цілими кристалами);
- *літокластичні* (утворені уламками гірських порід).

Породи з домішками осадового матеріалу до 50 % називаються *туфитами*, а з домішками уламків порід фундаменту вулкана – *ксенотуфами*.

Якщо пірокластичний матеріал, який потрапив на земну поверхню, не встигає застигнути, то він спікається у своєрідні породи, які називаються *ігнімбритами* (рис. Д4.38 дод. 4, CD).



Контрольні запитання та завдання

1. Як утворюються пірокластичні породи? У чому полягає різниця між магматичними і пірокластичними породами?
2. Назвіть та охарактеризуйте пухкі та зцементовані пірокластичні породи.
3. Як поділяються зцементовані пірокластичні породи за агрегатним складом?
4. Як поділяються пірокластичні породи за величиною уламків?

4.3. Осадіві гірські породи

Осадіві гірські породи утворюються внаслідок механічного або хімічного осадження продуктів руйнування (екзогенних процесів) первинних гірських порід, а також внаслідок життєдіяльності й відмирання організмів.

Виникнення та зміна осадових порід являє собою низку послідовних і закономірних процесів, які охоплюють комплекс механічних (фізичних), хімічних і біологічних перетворень.

Загалом процес утворення осадових порід можна уявити у вигляді схеми: виникнення вихідних продуктів; перенесення і часткове осадження осадового матеріалу на шляхах перенесення; осадження осадового матеріалу у водних басейнах; перетворення осадів та утворення осадових порід.

Процес осадового породоутворення називається *літогенезом*. У циклі процесів утворення та перетворення осадових порід виокремлюють низку стадій:

- *вивітрювання (гіпергенез)* – виникнення вихідної речовини для утворення осадових порід (результат механічного руйнування,

хімічного розкладу більш давніх порід, життєдіяльності організмів, вулканічної діяльності);

- *седиментогенез* – перенесення та осадження речовини;
- *діагенез* – сукупність процесів перетворення пухких осадів на осадові породи у верхній зоні земної кори;
- *катагенез* – стадія хіміко-мінерального перетворення осадових порід при зануренні у більш глибокі горизонти літосфери;
- *метагенез* – стадія значного перетворення осадових порід в умовах зростаючого тиску і температури.

Внаслідок подальшого занурення осадових порід у надра Землі вони проходять стадію метаморфізму і перетворюються на метаморфічну породу, а у разі підняття їх на поверхню Землі – зазнають руйнування (*вивітрювання*).

Вивітрювання (гіпергенез) – це сукупність фізичних, хімічних і біологічних процесів перетворення гірських порід та мінералів, що їх складають, у приповерхневій частині земної кори. Вивітрювання проявляється в руйнуванні зернистої структури породи і зв'язків між її блоками, в значних змінах мінерального складу, пористості, структури і текстури порід. Частина земної кори, в якій перетворюється мінеральна речовина, називається *зоною вивітрювання* або *зоною гіпергенезу*. Процес вивітрювання складний і залежить від клімату, рельєфу, часу, складу і структурно-текстурних властивостей гірських порід, розвитку певного органічного світу. Різноманітність поєднання цих факторів обумовлює багатогранність процесу вивітрювання, і залежно від переважання тих чи інших факторів виокремлюють *фізичне, хімічне та біологічне вивітрювання*.

Фізичне вивітрювання проявляється в розпушуванні, розтріскуванні, лущенні, руйнуванні породи без істотних змін речовинного складу і поділяється на *температурне* (зумовлена кліматом різниця температур); *морозне* (збільшення об'єму води в процесі замерзання); *соляне* (збільшення об'єму при кристалізації солей із розчинів).

Хімічне вивітрювання – це руйнування гірських порід, яке супроводжується зміною їх хімічного складу та утворенням сполук іншої будови і властивостей внаслідок процесів розчинення, вилуговування, гідролізу, гідратації, окиснення, відновлення, карбонатації, каолінізації та ін.

Біологічне вивітрювання – це зміна гірських порід і мінералів внаслідок механічного їх руйнування і хімічної взаємодії з продук-

тами життєдіяльності живих організмів. Серед біологічного вивітрювання виокремлюють *біофізичне* (проявляється в розпушуванні структури, розтріскуванні породи) та *біохімічне* (проявляється в утворенні ґрунтів).

Процеси вивітрювання зумовлюють утворення специфічних відкладів, які залишаються на місці зруйнованих масивів гірських порід або під дією різноманітних екзогенних чинників зміщуються та переміщуються.

Сукупність залишкових (незміщених) продуктів вивітрювання називають *корою вивітрювання (елювієм)*.

Виокремлюють чотири стадії вивітрювання: *уламкова* (характеризується переважанням фізичного вивітрювання, внаслідок якого нагромаджуються уламки первинних гірських порід); *сіалітна безвапнякова* або *гідрослюди́ста* (відповідає початку хімічного вивітрювання, за якого розщеплюються силікати і алюмосилікати з частковим винесенням катіонів та утворенням гідрослюди, гідрохлориту, монтморилоніту, нонтроніту, бейделіту); *кисла сіалітна* або *каолінітова* (відбувається в кислому середовищі, де утворюються глинисті мінерали групи каолініту); *алітна* або *латеритна* стадія характеризується подальшим розкладанням силікатів; утворенням простих найбільш стійких на поверхні водних з'єднань алюмінію, заліза і кременю).

За вивітрюванням і одночасно з ним відбувається перенесення та осадження речовини, тобто утворення осаду.

Денудація – сукупність процесів зміщення (знесення і перенесення) продуктів вивітрювання з місця їх утворення і безпосереднього руйнування гірських порід.

Характер процесів осадоутворення, їх напрямок та інтенсивність визначаються геологічними й фізико-географічними умовами – рельєфом і кліматом. Головними чинниками перенесення і осадження уламкового матеріалу є поверхневі текучі води, вітер, сила тяжіння та діяльність організмів. Саме вони переносять продукти вивітрювання на незначні відстані. У зв'язку з цим уламкові частинки слабообкатані й погано відсортовані. У результаті утворюються *делювіальні* (схиліві) і *пролювіальні* (біля підніжжя схилів) відклади, які характеризуються своєрідною потоковою шаруватістю, тобто чергуванням косих односпрямованих і горизонтальних серій шарів.

При перенесенні і відкладенні осадової речовини вона поділяється за розміром частинок, питомою вагою, хімічними властивос-

тями. Виокремлюють такі типи диференціації: *механічна* – сортування уламкового матеріалу за розміром частинок і питомою вагою; *фізико-хімічна* – диференціація колоїдного матеріалу; *хемо-біогенна* – осадження і диференціація речовини завдяки життєдіяльності організмів; *хімічна* – осадження і розділення речовини істинних розчинів.

У водних басейнах за різних обставин зазвичай проявляються всі типи диференціації, але в певний момент часу в даному місці переважає якийсь один тип, визначаючи характер осадів.

Провідними чинниками процесу диференціації є фізико-географічні умови і тектонічний режим території. Перший етап починається на суходолі в корі вивітрювання, де відокремлюються розчинені речовини від залишкових продуктів вивітрювання. Другий етап відбувається на шляхах перенесення – делювіальні, пролювіальні, алювіальні, дельтові утворення, тобто подальше відокремлення уламкового матеріалу від розчинених речовин. Третій етап відбувається в басейнах седиментації, де сортується уламковий матеріал, тобто відокремлюються валуни, галька, гравій, пісок, алеврит один від одного і від глинистих та розчинених речовин. Четвертий етап також здійснюється в басейнах седиментації, де відокремлюються важкорозчинні сполуки Fe, Mn, Al від легкорозчинних солей. П'ятий етап здійснюється винятково в затоках, лагунах і озерах аридної зони, коли відбувається осадження і розділення легкорозчинних солей. Поряд із диференціацією змішується осадовий матеріал різного складу і різної розмірності, що надходить із різних джерел денудації, завдяки зміні середовища, а також у результаті одночасного осадження уламкової, хомогенної і біогенної речовини в басейнах седиментації.

Під час *діагенезу* ущільнюється осад, зменшується його вологість, утворюються нові мінерали (аутигенні) з мулових розчинів, руйнуються одні мінерали та утворюються інші, перерозподіляються речовини в осаді. Найбільш поширеними мінералами стадії діагенезу є сульфіди заліза (пірит, марказит), оксиди і гідроксиди (опал, халцедон, лімоніт, гетит, гематит), карбонати (кальцит, сидерит, доломіт), фосфати, силікати (гідрослюда, каолінит, монтморилоніт, глауконіт, хлорит). Це, як правило, зерна малого розміру, часто пелітоморфні і дрібнозернисті утворення, ооліти, сфероліти, конкреції, зерна та агрегати, які утворюють цемент. Формування цементу супроводжується значним виділенням води, яка перено-

ситься з мулів, що ущільнюються в більш пористі шари осаdів. Цими водами через пори переносяться також іони, хімічні сполуки й механічні частки, з яких утворюється цементувальний матеріал. Найбільш поширені кальцит, сидерит, кварц, сульфiди, гідрослюди, хлорит, каолініт та інші глинисті мінерали.

Глинистий цемент порівняно легко розмокає; карбонатний – легко діагностується за реакцією із соляною кислотою; кременистий – характеризується значною твердістю й іноді характерним блиском; залізистий – вирізняється жовто-червоно-бурими забарвленням і значною щільністю й ін.

За відношенням до уламків розрізняють *базальний, поровий, плівковий, контактний, регенераційний* та ін. типи цементації уламкових осадових порід (рис. Д4.39 дод. 4, CD).

Базальний тип цементу характеризується тим, що зерна не торкаються одне одного, а ніби плавають у цементі (вміст цементу 45–60 %).

За порового типу зерна торкаються одне одного або розташовані на відстані не більше половини діаметра зерна (вміст цементу 25–40 %).

Плівковий тип цементу (вміст менше 25 %) наявний у вигляді плівок.

Контактний тип цементу наявний лише на контактах між зернами в кількості менше 10 %.

Класифікуючи цемент за його внутрішньою структурою, без співвідношення до уламків, зокрема за ступенем кристалічності виділяють *некристалічний, аморфний і кристалічний* цемент.

Аморфний цемент може бути *незернистим* (безструктурним), *суцільним* та *зернистим*.

Кристалічний цемент поділяється на *колоїдальний (кристалітовий), мікрозернистий, прихованокристалічний, тонко-, дрібно-, крупно-, грубо- та гігантокристалічний*.

Катагенез являє собою тривалу стадію вторинних змін осадової породи, яка відбувається після стадії діагенезу. Головними чинниками катагенезу є температура; тиск; розчинені мінеральні та газоподібні речовини; величина рН і Eh пластових вод; радіоактивне випромінювання; геологічний час.

На стадії катагенезу відбувається ущільнення, розчинення складових частин, різноманітні процеси мінералоутворення, перекристалізація та інші зміни осадових порід. Найбільш поширеними мінералами стадії катагенезу є сульфiди заліза (пірит, марказит),

оксиди (халцедон, кварц, гематит), карбонати (кальцит, доломіт, сидерит), силікати (епідот, гідрослюди, хлорити, каолінит). Характерна риса мінералів катагенезу – їх значні розміри та кристалографічна форма.

Метагенез – це стадія значного мінерального і структурного перетворення порід, яке відбувається на значній глибині та передуює перетворенню осадової породи на метаморфічну. Основними чинниками метагенезу є температура; тиск; підземні води з розчиненими в них солями і газами; окисно-відновний потенціал; лужно-кислотні властивості флюїдів; стрес.

На стадії метагенезу утворюються оксиди (кварц, анатаз, гематит), карбонати (кальцит, доломіт, анкерит), силікати (високотемпературна гідрослюда, мусковіт, серицит, хлорит, альбіт, епідот). Частина мінералів утворює облямівки регенерації на уламкових зернах – циркон, епідот, цоїзит, клиноцоїзит, сфен. При метагенезі породи максимально ущільнюються, їх пористість стає мінімальною. Флюїди переміщуються лише по тріщинах або ж шляхом дифузії. За тектонічних рухів у породах виникає тонка тріщинуватість, завдяки якій створюються нові шляхи для міграції розчинів.

Умови осадоутворення визначаються кліматом, рельєфом і геотектонічним режимом території. За кліматичною ознакою виокремлюють такі типи літогенезу:

- *гумідний* – із кліматом вологих зон, із додатними температурами впродовж більшої частини року, з перевищенням кількості опадів над випаровуванням;
- *аридний* – із кліматом пустель і напівпустель, із дефіцитом вологи;
- *нівальний* – із кліматом полярних і високогірних областей.

Четвертий тип літогенезу – *ефузивно-осадовий* – є азональним і пов'язаний з областями давнього та сучасного вулканізму.

Основними компонентами осадових порід є:

- уламкова складова – продукти механічного подрібнювання гірських порід різного генезису;
- хемогенна складова – продукти хімічних реакцій, які відбувалися переважно у водному середовищі;
- біогенна складова – залишки тваринних і рослинних організмів у вигляді мінеральних кістякових залишків або ж органічних залишків, що не повністю розклалися;

- вулканогенна складова – продукти вулканічної діяльності;
- колоїдна складова – тонкодисперсні частки завбільшки 1–100 мкм (1×10^{-6} – 1×10^{-4} мм), які утворилися при значному роздробленні уламкового матеріалу;

- космічна складова – космічний пил, метеорити.

Значний об’єм в осадових породах часто складають порожнини різного розміру, заповнені рідинами або газами.

Осадкові породи за способом утворення поділяються на такі види:

1) *уламкові породи* – продукти переважно фізичного вивітрювання материнських порід та мінералів із подальшим перенесенням матеріалу і його акумуляцією на інших ділянках;

2) *колоїдно-осадкові породи* – результат переважно хімічного розкладання з переходом речовини в колоїдальний стан (колоїдні розчини); сюди ж входять найдрібніші за розміром класи уламкових порід і залишкові породи кори вивітрювання;

3) *хемогенні породи* – осади, які випадають із водних, переважно істинних, розчинів – вод Світового океану, вод суходолу та ін. хімічним шляхом, тобто в результаті хімічних реакцій або перенасичення розчинів, спричинених різними факторами;

4) *біохімічні породи* – охоплюють породи, що утворилися в результаті хімічних реакцій за участю мікроорганізмів, і породи, які можуть мати двояке походження: хімічне й біогенне;

5) *органогенні породи* утворилися за участю організмів; часто ці породи є безпосередніми продуктами життєдіяльності організмів і завжди містять значну кількість залишків організмів (тварин і рослин) або ж цілком складені з речовини органічного походження.

Поділ кожного з підвідділів ґрунтується на різних ознаках. Уламкові породи поділяють за ступенем цементації на два паралельні ряди: пухкі й ущільнені (зцементовані). Кожен із рядів поділяють на групи за розміром уламкових частинок (табл. 4.2). Грубоуламкові породи класифікують за формою уламків, а також за мінеральним складом. Хемогенні породи поділяють на групи відповідно до їх хімічного й мінерального складу. Біохімічні та органогенні породи також класифікують за складом; для систематики останніх важливо знати, за рахунок яких організмів (рослин і тварин) вони утворилися.

Деякі типи гірських порід можуть мати змішане походження, наприклад поєднувати ознаки уламкових і глинистих порід, уламкових і органогенних і т.д. Такі породи, як правило, входять до складу однієї з груп.

Таблиця 4.2

Класифікація уламкових і глинистих порід

Діаметр частинок, мм	Грубоуламкові породи – псефіти			
	Пухкі		Зцементовані	
	Окатані	Кутасті	Окатані	Кутасті
Понад 200	Валуни	Брили	Конгломерати валунні	Брекчії брилові
200–100	Галька крупна	Щебінь крупний	Конгломерати крупногалькові	Брекчії крупно-щебеневі
100–50	Галька середня	Щебінь середній	Конгломерати середньогалькові	Брекчії середньо-щебеневі
50–10	Галька дрібна	Щебінь дрібний	Конгломерати дрібногалькові	Брекчії дрібно-щебеневі
10–5	Гравій крупний	Жорства крупна	Гравеліт крупнозернистий	Жорствяник крупнозернистий
5–2,5	Гравій середній	Жорства середня	Гравеліт середньозернистий	Жорствяник середньозернистий
2,5–1,0	Гравій дрібний	Жорства дрібна	Гравеліт дрібнозернистий	Жорствяник дрібнозернистий
Середньоуламкові породи – псаміти				
1,0–0,5	Пісок крупнозернистий		Пісковик крупнозернистий	
0,5–0,25	Пісок середньозернистий		Пісковик середньозернистий	
0,25–0,1	Пісок дрібнозернистий		Пісковик дрібнозернистий	
Дрібноуламкові породи – алеврити				
0,1–0,01	алеврит		алевроліт	
Глинисті породи – пеліти				
Менше 0,01	глина		аргіліт	

Уламкові породи (брили, валуни, конгломерат, брекчія, галька, гравій, жорства, пісок, пісковик, алеврит, алевроліт) за ступенем цементації матеріалу поділяють на пухкі та зцементовані, а за величиною уламків – на *псефіти*, *псаміти* і *алеврити* (рис. Д4.40–4.51 дод. 4, CD).

За формою уламки можуть бути кутастими (*необкатаними*), округло-кутастими (*напівобкатаними*) та кулястими (*обкатаними*).

Текстури уламкових порід дуже різноманітні. Виникають текстури під час осадоагромадження (первинні, седиментаційні), на стадії діагенезу (діагенетичні) і подальших змін (катагенетичні та ін.). Пухким породам (піски, галька, щебінь, гравій, жорства) притаманна безладна текстура, оскільки розташування їх складових частин не підкоряється будь-якій закономірності. Для зцементованих крупноуламкових та середньоуламкових порід (конгломерат, брекчія, гравеліт, пісковик) характерна щільна монолітна текстура. Алевроліти мають мікрошарувату текстуру.

До глинистих належать породи, які складені частинками розміром менше 0,01 мм. Глинисті породи здебільшого складаються з дрібних кристалічних (рідше аморфних) зерен глинистих мінералів. Головними породоутворювальними мінералами є каолініт, гідрослюди, монтморилоніт і змішано-шарові утворення. Важливими компонентами іноді є хлорит, оксиди та гідроксиди заліза й алюмінію, глауконіт і опал. Другорядні мінерали представлені кварцом, халцедоном, слюдами, польовими шпатами.

Найчастіше глинисті породи складаються із суміші багатьох глинистих мінералів. Для визначення мінерального складу глини методом забарвлення у водну суспензію глини, яка досліджується, піпеткою додають декілька крапель фіолетового чорнила, розведеного 5 %-м розчином соляної кислоти. Каолінові глини набувають брудно-фіолетового забарвлення; гідрослюди – брудно-зеленого; монтморилонітові – трав'янисто-зеленого. Монтморилонітові глини сірі, рожеві, вони дуже набухають у воді, тоді як каолінітові глини мають світло-сіре, біле забарвлення, масні на дотик і слабо набухають у воді.

Новоутворення в порах, тріщинах і у вигляді конкрецій представлені карбонатами (кальцитом, сидеритом), сульфатами (гіпсом), сульфідами (піритом), оксидами і гідроксидами заліза й марганцю. У глинистих породах зазвичай багато органічного матеріалу. Це уламки рослинних частинок різного ступеня вуглефікації або органічна речовина, яка розсіяна і сконцентрована в лінзи, прошарки.

Характерна особливість глинистих порід – їх зв'язаність, пластичність у вологому стані і здатність зберігати надану форму при висиханні.

При катагенезі глинисті породи утворюються під впливом підвищених температури і тиску за участю порових розчинів. Формуються ущільнені глини і аргіліти, втрачається пластичність, поступово зникають мінерали, які набухають, спостерігається інтенсивне аутигенне глиноутворення в супутніх пористих породах.

При метагенезі докорінно перебудовуються мікроструктури і текстури глинистих порід. Породи стають сланцюватими, пористість різко зменшується до 1 %. Утворюються сланцюваті аргіліти, глинисті сланці.

За ступенем ущільнення глинисті породи утворюють ряд: глини – ущільнені глини – аргіліти – сланцюваті аргіліти – глинисті сланці.

Структури глинистих порід пелітові, алевроито-пелітові, псаміто-пелітові. Залежно від розташування і форми частинок розріз-

няють такі структури: орієнтовані (мікрошарувата); неорієнтовані (безладно-зерниста, пластівчаста, волокниста).

Текстури глинистих порід шаруваті й нешаруваті. Переважають шаруваті текстури, найчастіше горизонтально-шаруваті. Серед нешаруватих текстур розрізняють плямисті, грудкоподібні. Для зв'язних глинистих порід характерна землиста текстура.

Злам глинистих порід залежить від ступеня дисперсності, ступеня ущільнення і домішок. Злам глин – гладкий, черепашковий, за наявності алевритових і піщаних домішок – нерівний, шорсткий.

Крім піщаних, алевритових і глинистих порід існує ще низка *змішаних порід*, які складаються з частинок різних розмірів і складу. До них належать *супіски*, які містять поряд із піщаними до 20–30 % глинистих частинок, і *суглинки*, у яких кількість глинистих частинок збільшується до 40–50 %.

Серед хімічних і органогенних порід виокремлюють *карбонатні* (вапняк – рис. Д4.52 дод. 4, CD, крейда – рис. Д4.53 дод. 4, CD, доломіт – рис. Д4.54 дод. 4, CD, мергель – рис. Д4.55 дод. 4, CD), *кременисті* (кремінь, яшма, опока – рис. Д4.56 дод. 4, CD, діатоміт – рис. Д4.57 дод. 4, CD, трепел), *галоїдні* (мірабіліт, кам'яна сіль – рис. Д4.58 дод. 4, CD), *сульфатні* (гіпс – рис. Д4.59 дод. 4, CD), *глиноземисті* (латерит, боксит – рис. Д4.60 дод. 4, CD), *фосфатні* (фосфорит – рис. Д4.61 дод. 4, CD), *залізисті* (залізні руди осадового генезису) породи, а також *каустобіоліти* – породи, що утворились із рослинних і тваринних (планктон) залишків, які перетворилися під впливом біохімічних, хімічних та інших геологічних факторів і характеризуються різним ступенем розкладу органічної речовини і неоднаковим вмістом вуглецю (торф, буре вугілля та ін.).

До порід змішаного (уламкового й органогенного) походження належать так звані «горючі сланці», які є аргілітами або алевролітами зі значним вмістом органіки, іноді з бітумами і біолітовим газом.

Вапняк складається переважно з карбонату кальцію (кальциту). Вапняки можуть утворюватися внаслідок неорганічного, хімічного осідання кальциту (хімічне походження) або акумуляції вапнякових мушлів.

Вапняки здебільшого біогенного походження. Для хімічних вапняків характерна тонкокристалічна структура, щільна масивна текстура. Для біогенних – зерниста структура, пориста, інколи землиста, текстура, яка часто складається з мушлів і залишків організмів.

Крейда – порода біогенного походження. Складається зі зцементованої маси дрібних черепашок – форамініферів (мікроскопічних морських тварин) та кокколітоферів (вапнякових планктонних водоростей). Структура – тонкокристалічна, текстура – землиста. Колір – білий, інколи землистий.

Мергель – вапняково-глиниста порода, яка складається на 50–70 % із кальциту і на 30–50 % із глинистих частинок. Структура – прихованокристалічна, аморфна. Текстура – щільна. Колір – від світлого до сірого.

Доломіт – порода, складена переважно мінералом доломітом. Містить домішки кальциту, гіпсу, ангідриту та інших мінералів. Забарвлення – сіре, жовтувате та ін.

Опока – хомогенна легка порода, яка складається з аморфного кремнезему (опалу) до 90 % та глинистої речовини з домішками скелетних решток організмів (губок, радіолярій, діатомових водоростей). Злам – черепашковий, колір – світлий, сірий, жовтий.

Діатоміт – пухка слабозцементована порода, складена здебільшого з решток діатомових водоростей, частково – радіолярій та губок, часто з домішками глини і глауконіту. Породи легка, білого забарвлення.

Трепел – слабозцементована, землиста, пориста порода. Складається з дрібних опалових та кремнистих зерен, поміж якими трапляються шкаралупки діатомових водоростей. Легкий, пористий, інколи щільний, білого, сірого, рожевого, чорного забарвлення.

Боксит – землиста або тверда порода жовто-бурого, червоно-коричневого забарвлення, часто з бобовою чи оолітовою структурою.

Фосфорит – порода, збагачена фосфатом кальцію. Залягає у вигляді верств щільних однорідних темнозабарвлених порід або утворює конкреції, які складені фосфатною, глинистою і карбонатною речовиною.

Структуру уламкових порід визначає здебільшого розмір частинок і почасти їх форма. Структуру порід, у складі яких переважають залишки організмів, визначає ступінь збереженості цих залишків і їх кількість. Найпоширеніші структури і їх коротку характеристику наведено в табл. 4.3.

Таблиця 4.3

Структури осадових порід

Назва	Характеристика структури
Уламкова	Порода складається з будь-яких уламків
Афанітова або прихованокристалічна	Порода складається з дуже дрібних, не помітних неозброєним оком кристалічних зерен
Рівномірнозерниста	Порода складається з більш-менш однакових за розміром зерен

Назва	Характеристика структури
Нерівномірнозерниста	Порода складається із зерен мінералів, які відрізняються за розміром
Псефітова	Порода складається з уламків розміром від 2 мм і більше
Псамітова	Порода складається з уламків розміром 0,05–2,0 мм
а) грубозерниста	Порода складається з уламків розміром 1,0–2,0 мм
б) крупнозерниста	Порода складається з уламків розміром 0,5–1,0 мм
в) середньозерниста	Порода складається з уламків розміром 0,25–0,5 мм
г) дрібнозерниста	Порода складається з уламків розміром 0,10–0,25 мм
д) тонкозерниста	Порода складається з уламків розміром 0,05–0,10 мм
Алевритова	Порода складається з уламків розміром 0,05–0,01 мм
Пелітова	Порода складається з уламків розміром менше 0,01 мм
Фітопелітова	У глинистій породі наявні рослинні залишки
Біоморфна	Добре збережені скелетні рештки організмів
Детритусова	Складається з уламків скелетів організмів різного розміру
Ідіоморфна	Кристали мають правильну форму
Алотріоморфна	Більшість зерен неправильної форми
Зерниста (для хомогенних)	Порода складається з окремих зерен мінералів
а) крупнозерниста	Порода складається із зерен розміром більше 0,5 мм
б) середньозерниста	Порода складається із зерен розміром 0,1–0,5 мм
в) дрібнозерниста	Порода складається із зерен розміром менше 0,1 мм
Оолітова	Зерна округлої форми

Однією з особливостей осадових гірських порід є їх шаруватість.

Шаруватість виражена в зміні речовинного складу, забарвлення, гранулометричного складу, наявності фауни, зміні шаруватості. Вона відображає гідродинаміку середовища перенесення і осадження речовини.

За морфологічними ознаками розрізняють три основні види первинної шаруватості: горизонтальна, хвиляста і коса.

Горизонтальна шаруватість характеризується чергуванням шарів (верств), паралельних площині нашарування. Вона утворюється за спокійних умов, поза течій і хвилювань. Тонка горизонтальна шаруватість може формуватися за спокійної обстановки в придонному шарі і залежить від інтенсивності надходження осадового матеріалу і його механічних властивостей. Шаруватість буває рівномірною і нерівномірною. Рівномірна шаруватість зумовлена закономірним ритмічним чергуванням шарів. Нерівномірна горизонтальна шаруватість вказує на коливання в надходженні уламкового матеріалу.

Хвиляста шаруватість являє собою чергування шарів, які мають криволінійну опукло-увігнуту форму. Цей вид шаруватості характери-

зує хвилювання води, тобто її різноспрямовані рухи, які, залежно від сили і величини хвиль, утворюють різні форми шаруватості. Співвідношення шарів буває паралельне, непаралельне (лінзоподібне), безперервне і переривчасте. Хвиляста шаруватість вказує на глибину не більше 100 м і наявна переважно в прибережно-морських відкладах, а також у відкладах заток та заплав.

Коса шаруватість виникає зазвичай при русі води в певному напрямку, тобто при поступальному русі води. Коса шаруватість вказує на нагромадження осадів в умовах високої динамічної активності середовища.

Шари бувають прямолінійними й зігнутими. Співвідношення шарів може бути односпрямованим (паралельним) і різноспрямованим (клиноподібним). В осадових породах поширені складні шаруваті текстури, які являють собою поєднання кількох типів шаруватості або чергування серій шарів, розташованих усередині одного шару під певним кутом. Такі текстури вказують на швидку й різку зміну активності середовища осадоного нагромадження і формування нової шаруватості на тлі попередньої, іноді зрізуючи її.

Утворення складної шаруватості обумовлено спрямованим турбулентним (струменево-вихровим) потоком водного середовища. Найбільш яскраво така шаруватість виражена в алювіальних відкладах руслового і дельтового типу. Вона також може формуватися тимчасовими потоками, морськими заворушеннями і течіями, в лагунах, озерах і берегових валах річок.

Текстурні особливості осадових порід можуть бути обумовлені також розподілом мінералів, зміною забарвлення, пористістю тощо.

Однорідна текстура – хаотичне безладне розміщення зерен у породі.

Пориста текстура – наявність у породі пор.

Смугаста текстура – наявність у породі смуг, зумовлених зміною забарвлення, мінерального складу, розміщення окремих мінералів.

Стрічкова текстура – стрічкоподібне розміщення складових.

Плямиста текстура – наявність у породі плям різного забарвлення, мінерального чи породного складу.

Деформаційні текстури утворюються в осадових породах при внутрішньопластових порушеннях горизонтальної шаруватості, зумовлених різною щільністю незатверділих осадів, ковзанням їх по дну.

Текстури навантаження і осідання виникають за непостійної щільності шаруватого матеріалу, найчастіше за відкладення піща-

ного шару на менш щільний водонасичений пласт, складений глинистим матеріалом.

Текстури сповзання, розриву і обвалення утворюються при деформації неконсолідованих осадов у результаті рухів, спричинених гравітаційними процесами.

Біогенні текстури створюються діяльністю тварин і рослин або їх залишків.

Діагенетичні текстури починають формуватися в ранню стадію у вигляді оолітів. Подальше зростання окремих кристалів у м'якій породі сприяє утворенню зірчастих і списоподібних форм. Перерозподіл діагенетичних мінералів унаслідок неоднорідностей середовища і, відповідно зміни, рН, Eh та концентрації мулових розчинів призводить до утворення конкрецій. До діагенетичних текстур також належать різноманітні псевдоморфози за органічними залишками.

До *катагенетичних текстур* належать текстури розчинення і мінерального новоутворення. Останні являють собою різноманітні тріщини, заповнені новоутвореними мінералами.

Текстури метазенезу утворюються під дією тиску і перекристалізації. У хомогенних породах широко поширені стиліоліти, а в глинистих породах формуються сланцюваті (мікрошаруваті) текстури.

Найчастіше осадові породи залягають у земній корі шарами. Товсті шари (понад 0,3–0,4 м), поширені в двох напрямках, називають *пластами*.

Пласт має дві паралельні площини, які обмежують його положення в земній корі: верхня – покрівля, нижня – підосва. Найкоротша відстань між покрівлею та підосвою (за нормаллю) називається *потужністю* (товщиною) пласта. За похилого залягання розрізняють вертикальну та горизонтальну потужність – відстань між покрівлею та підосвою пласта відповідно по вертикалі та горизонталі.

Положення пласта в земній корі визначається елементами його залягання: лінією простягання, лінією падіння, азимутами лінії простягання і падіння та кутом падіння.

Простягання – лінія перетину пласта горизонтальною площиною.

Падіння – лінія перетину пласта вертикальною площиною перпендикулярно простяганням.

Якщо в пласті або шарі гірської породи залягає тонкий шар іншої породи, то його називають *проверстком* або *прошарком*.

Значно рідше осадові породи залягають *лінзами*, які являють собою геологічні тіла, що нагадують форму лінз і мають локальне поширення за простяганням та падінням.



Контрольні запитання та завдання

1. Дайте визначення осадової породи та назвіть основні її компоненти.
2. Назвіть і охарактеризуйте стадії літогенезу.
3. Що таке цемент уламкових гірських порід, чим він представлений?
Охарактеризуйте основні типи цементу.
4. Як класифікуються осадові гірські породи?
5. Охарактеризуйте основні генетичні типи осадових порід.
6. Назвіть та опишіть основні структури і текстури осадових порід.
7. Які є форми залягання осадових порід? Розгляньте їх.

4.4. Метаморфічні гірські породи

Гірські породи після утворення можуть потрапити в таку геологічну обстановку, котра суттєво відрізнятиметься від обстановки утворення породи і на неї значною мірою впливатимуть різноманітні ендогенні сили: тепло, тиск (навантаження) товщ, які залягають вище, глибинні флюїди, розчини і гази, води, водень, вуглекислота та ін.

Метаморфізм – це зміна і перетворення гірських порід під впливом різноманітних ендогенних геологічних процесів, які викликають значні зміни термодинамічних умов. Усі метаморфічні процеси можна розділити на дві групи. У першій із них хімічний склад порід, що зазнають метаморфізму, не змінюється. У другій групі змінюється склад порід внаслідок привнесення чи винесення компонентів. Під впливом метаморфізму перекристалізуються вихідні породи, змінюється мінеральний, а подекуди й хімічний склад. Головними чинниками метаморфізму гірських порід є температура, тиск і хімічноактивні речовини. Суттєва роль у процесах метаморфізму належить фактору часу. Джерелом тепла в земній корі є геотермічний градієнт, розпад радіоактивних елементів; магматичні розплави; нагріті глибинні флюїди; тектонічні процеси та низка інших факторів. Метаморфічні процеси починаються при температурі понад 300 °С, а зупиняються тоді, коли температура досягає точки плавлення гірських порід. Тиск поділяється на всесторонній (літостатичний), обумовлений масою порід, які залягають вище, і односторонній, пов'язаний із тектонічними напрямленими рухами. Всесторонній тиск пов'язаний не лише з глибиною, а й зі щільністю порід. За високого тиску породи переходять у пластичний стан. Односторонній тиск зумовлює механічні деформації

гірських порід, їх подрібнення, розсланцювання, збільшення розчинності мінералів у напрямку тиску. У такі мілонітизовані зони проникають флюїди, під дією яких породи зазнають перекристалізації. Флюїди, до яких належать H_2O , CO_2 , CO , CH_4 , H_2 , H_2S , SO_2 та ін., переносять тепло хімічні елементи, розчиняють мінерали гірських порід, активно беруть участь у хімічних реакціях та відіграють роль каталізаторів.

Метаморфічні породи, які утворилися внаслідок метаморфізму магматичних утворень, називаються *ортопородами*, а метаморфічні породи, для яких субстратом були осадові породи, – *парапородами*.

Метаморфічні породи утворюються з будь-яких гірських порід внаслідок дії на них різноманітних газоподібних і рідких розчинів, що проникають із глибин. Початковою стадією метаморфізму є *метагенез*. Зі зростанням зростання ступеня метаморфізму метаморфічні породи змінюють одна одну.

Головні ознаки метаморфічних змін:

- руйнування первинних мінералів;
- утворення нових, більш стійких за відповідних термодинамічних умов мінеральних асоціацій;
- часткова або цілковита перекристалізація порід;
- утворення нових текстур, структур і мінералів.

За інтенсивністю метаморфічних перетворень гірські породи поділяються на такі види:

- *слабозмінені (метаморфізовані)*, які зберегли релікти складу і структури вихідного матеріалу;
- *глибокоперетворені (метаморфічні)*, первинна природа яких цілковито втрачена.

Між слабозміненими і глибокоперетвореними породами є поступові переходи.

Залежно від умов, особливостей і місця прояву розрізняють різні типи метаморфізму.

Контактний метаморфізм – це перетворення гірських порід на контакті з магматичними масами (роговики). *Роговики* утворюються в результаті вкорінення магми в глинисті породи, тобто вони є метаморфічними аналогами глинистих відкладів. Основними чинниками метаморфізму при цьому є температура, джерелом якої є магматичний розплав і леткі хімічні елементи, які виділяються з магми. Для рогови-

ків характерні мікрокристалічна структура, сіре до чорного забарвлення і масивна, смугаста текстура. Їх мінеральний склад залежить від складу первинних порід і температури, але практично завжди в них наявні кварц, польові шпати, амфіболи і піроксени.

Динамометаморфізм – це перетворення гірських порід в умовах невисоких температур внаслідок дії орієнтованого тиску геологічних утворень, що залягають зверху або збоку, у результаті чого гірські породи скручуються або стискуються, а інколи розтираються до найдрібніших частинок (тектонічні брекчії, катаклазити, мілоніти).

Тектонічні брекчії (рис. Д4.62 дод. 4, CD) – породи, які складені з великих уламків первинних порід, зцементованих дрібнозернистим перетертим матеріалом цих самих порід. Утворюються в зонах тектонічних переміщень окремих блоків гірських порід. Структура порід псефітова; текстура – брекчієподібна.

Катаклазити (рис. Д4.63 дод. 4, CD) – дуже подрібнені породи, які виникають у зонах розламів гірських порід. Структура порід псефіто-псамітова; текстура – брекчієподібна.

Мілоніти (рис. Д4.64–4.65 дод. 4, CD) – надзвичайно подрібнені породи, які формуються на контакті окремих блоків масивних порід, що переміщаються один відносно одного, утворюючи тонкозернисту спресовану породу з характерними поверхнями дзеркал ковзання. Структура порід алевро-пелітова; текстура – сланцювата.

Регіональний метаморфізм – це процес перетворення гірських порід за високих температур та тиску в результаті їх занурення в надра Землі. Метаморфізм простих за хімічним складом порід, таких як кварцові піщаники або вапняки, полягає лише в зміні структури і текстури, а сам мінеральний склад майже не змінюється.

Кварцові піщаники та інші багаті кремнеземом породи при метаморфізмі перетворюються на *кварцити* (рис. Д4.66–4.67 дод. 4, CD), в яких кварц є основним породоутворювальним мінералом. Вони характеризуються повнокристалічною, здебільшого дрібнозернистою структурою, і масивною смугастою текстурою. Колір кварцитів різний, але переважають світлі відтінки порід.

Карбонатні породи (вапняки, доломіти та ін.) в процесі метаморфічних змін перетворюються на *мармури* (рис. Д4.68 дод. 4, CD), які являють собою повнокристалічні мономінеральні агрегати кальциту або доломіту з масивною текстурою. При метаморфізмі карбонатних залізисто-магнезійних порід, а також основних і,

частково, середніх магматичних порід утворюються, відповідно, *параамфіболіти* і *ортоамфіболіти*.

Усі вони складені переважно роговою обманкою і середнім плагіоклазом та характеризуються повнокристалічною структурою і сланцюватою текстурою. Колір породи здебільшого брудно-зелений, сірий із зеленкуватим відтінком. Метаморфічні перетворення глинистих (пелітових) порід в умовах відносно невисоких температур, але при значному орієнтованому тиску, зумовлюють виникнення *філіміт* (рис. Д4.69 дод. 4, CD), які утворені дрібними кристалами слюд, характеризуються добре вираженою сланцюватою текстурою, яскраво вираженим шовковистим блиском на площинах сланцюватості. Якщо ступінь метаморфізму підвищується завдяки підвищенню температури і тиску, ці ж первинні породи перетворюються на *серіцит-* і *хлоритвмісні сланці*, які завдяки більшому розміру зерен слюд характеризуються повнокристалічними структурами, а текстура залишається сланцюватою. В умовах ще вищих тисків і температур утворюються *кристалічні сланці* (рис. Д4.70–4.71 дод. 4, CD), для яких характерні середньо- і крупнокристалічна структури і сланцювата текстура.

Найпоширенішими серед них є *слюдисті сланці*, утворені кварцом, слюдами та польовими шпатами, які перебувають у підпорядкованих кількостях. Залежно від переважання різновиду слюди розрізняють *біотитові*, *мусковітові* і *двослюдяні сланці*. Якщо у кристалічних сланцях за вмістом переважає рогова обманка, то їх називають *роговообманковими*. При підвищенні ступеню метаморфізму слюдисті сланці переходять у *парагнейси*, утворені здебільшого кварцом, польовими шпатами і слюдами, проте трапляються також *гнейси*, у складі яких у підпорядкованих кількостях наявні амфіболи і піроксени.

Ці породи характеризуються повнокристалічною середньо- і крупнозернистою структурою і гнейсовою (смугастою) текстурою. Магматичні породи зі зростанням ступеня метаморфізму також перетворюються на *ортосланці* і *ортогнейси*.

За породами кислого і середнього складу на ранніх стадіях метаморфізму утворюються *слюдяні ортосланці*, які зі зростанням температури і тиску перетворюються на *ортогнейси*. Метаморфічними аналогами основних порід є *хлоритвмісні сланці*, у складі яких наявні тальк, епідот, актиноліт і тремоліт (мінерали класу силікатів). Зі зростанням ступеня метаморфізму сланці перетворюються на *ортоамфіболіти*. Основними представниками метаморфічних

перетворень ультраметаморфічних порід є *талькові сланці* і *серпентиніти*. Останні утворені переважно з серпентину, який надає породі зеленого забарвлення. Структура породи прихованокристалічна, текстура – масивна.

Ультраметаморфізм – це найвища стадія регіонального метаморфізму, яка супроводжується частковим або цілковитим плавленням вихідних порід у глибоких зонах рухомих областей під дією високої температури, тиску і глибинних флюїдів (мігматити, гранітогнейси). *Мігматити* (рис. Д4.72 дод. 4, CD) – крупносмугасті гірські породи різних відтінків сірого кольору, які утворилися внаслідок проникнення в міжпластовий простір первинних порід значної кількості розплавленого матеріалу під час ультраметаморфізму.

Мінеральний склад порід представлений кварцом, польовими шпатами, слюдами та ін. Структура порід кристалобластова; текстура – смугаста.

Гранітогнейси (рис. Д4.73 дод. 4, CD) – гірські породи різних відтінків сірого кольору, які утворилися внаслідок значної переробки первинних порід магматичним розплавом під час ультраметаморфізму. Гранітогнейси зовні подібні до гранітів, але, на відміну від них, містять релікти неповністю переплавлених первинних порід. Мінеральний склад представлений кварцом, польовими шпатами, слюдами, іноді амфіболами, піроксенами та ін. Структура породи кристалобластова; текстура – масивна, смугаста.

До явищ ультраметаморфізму належать *анатексис*, *мігматизація*, *палінгенез*, *реоморфізм* і *гранітизація*. *Анатексис* – це ультраметаморфічний процес часткового розплавлення твердих гірських порід та їх перетворення на магму на місці. *Мігматизація* – процеси, які приводять до утворення мігматитів, тонких тіл гірської породи, подібної до інтрузивної. *Палінгенез* – ультраметаморфічний процес, який призводить до утворення магми шляхом цілковитого переплавлення твердих гірських порід. *Реоморфізм* – явище значної механічної рухомості гірських порід, яке проявляється у пластичній течії (без розплавлення) під впливом температури і флюїдів. *Гранітизація* – процес перетворення хімічного і мінерального складу гірських порід у напрямку наближення складу і структури його продуктів до гранітного.

Пневматолітово-гідротермальний метаморфізм – це процес зміни гірських порід внаслідок проникнення магматичних газів, водяної пари, гарячих водних розчинів у тріщини і пори первинних порід (скарни, грейзени).

Скарни (рис. Д4.74 дод. 4, CD) – продукт зміни карбонатних порід під впливом післямагматичних розчинів. Вони утворені переважно піроксеном і гранатом. Структура породи повнокристалічна, гіганто-, дрібнозерниста; текстура – масивна, плямиста. Породи здебільшого темного, бурого, зеленкувато-бурого забарвлення. Скарни утворені піроксенами, роговою обманкою, калієвим польовим шпатом, гранатом та містять домішки магнетиту, сфалериту, галеніту, золота, шееліту, каситериту, молібденіту й інших рудних мінералів, концентрації яких досягають промислових значень. *Грейзени* (рис. Д4.75 дод. 4, CD) – світлого кольору, крупнозернисті породи, які складені кварцом і мусковітом, що утворюють крупні виділення або дрібнозернисті агрегати, які розвиваються при заміщенні польових шпатів. У вигляді домішок у них наявні топаз, турмалін, апатит, флюорит, а також рудні мінерали – молібденіт, каситерит, пірит, арсенопірит та інші. Утворюються грейзени в результаті впливу високотемпературних розчинів на вміщувальні породи кварц-польовошпатового складу. Структура породи середньо- і крупнозерниста; текстура – масивна, гранобластова.

Ударний метаморфізм – це перетворення гірських порід внаслідок падіння на поверхню Землі космічних тіл (імпаکتити).

Імпаکتити виникають при падінні космічного тіла на Землю. При цьому ударна хвиля в місці удару спричиняє комплекс змін вихідних порід. На фронті хвилі, яка поширюється з надзвуковою швидкістю, відбувається миттєве ущільнення речовини, що супроводжується адіабатичним нагріванням до 2000–3000 °С. У кристалах різко збільшується кількість дефектів, і після зняття навантажень вони без плавлення переходять у склоподібний стан. При цьому зерна кварцу, польових шпатів та інших мінералів перетворюються на діаплектове скло, яке є одним із надійних критеріїв ударного метаморфізму. За дуже високої температури, досягнутої внаслідок попереднього стиснення, розущільнення супроводжується також частковим або цілковитим плавленням.

Катаклазити і брекчії (рис. Д4.76 дод. 4, CD) утворюються при дробленні порід у момент удару. Уламки різного розміру цементуються дрібноуламковим матеріалом, гідроксидами заліза, інколи глинисто-серицитовим субстратом. Текстури порід – брекчієподібна, лінзоподібно-смуґаста.

Тагаміти утворені продуктами плавлення вихідних порід. У мінералах ударна хвиля руйнує кристалічну ґратку і формує ізо-

тропне скло, яке з часом розкристалізовується в мікроліти кварцу, польових шпатів, олівінів і піроксенів. Текстури тагамітів – склоподібна, мікролітова, можливі пориста та мигдалекам'яна. *Зювіти* (рис. Д4.77 дод. 4, CD) – брекчії змішаного складу, які складаються з продуктів дроблення і плавлення. Зовні зювіти схожі на туф. Текстура їх пориста. Застигла «крапля» розплавленої породи, що утворилася при зіткненні метеорита із земною поверхнею, називається *тектитом* (рис. Д4.78–4.79 дод. 4, CD).

Прогресивний метаморфізм – це перетворення гірських порід в умовах поступового збільшення температури і тиску (гнейси, амфіболіти, еклогіти).

Регресивний метаморфізм (діафторез) – перетворення гірських порід в умовах поступового зменшення температури і тиску (сльодяні сланці, кварцити, мармури).

Головною класифікаційною ознакою метаморфічних порід є їх мінеральний склад, оскільки це чутливий індикатор змін фізико-хімічної обстановки при метаморфізмі.

Зі зростанням ступеня метаморфізму метаморфічні породи змінюють одна одну. При цьому породи неоднакового первинного складу по-різному реагують на зміни фізико-хімічних умов.

Особливе місце серед метаморфічних порід належить *гранулітам* і *еклогітам*, які утворюються за максимально високих тисків і температур. За подальшого зростання температури й активізації флюїдної системи метаморфізм переростає в його найвищу стадію – ультраметаморфізм, який супроводжується кременево-лужним метасоматозом і частковим плавленням.

Грануліти – це породи, утворені кварцом, польовими шпатами і гранатом. Для них характерна повнокристалічна дрібно- і тонкозерниста структура і гнейсоподібна текстура.

Еклогіти утворюються за дуже високих тисків. Забарвлені в темно-зелені до чорних кольори. Вони характеризуються масивною текстурою і високою щільністю. Основними їх породоутворювальними мінералами є гранат і піроксени.

Залежно від дії чинників метаморфізму (температури, тиску, хімізму середовища) на одні й ті ж вихідні породи змінюється мінеральний склад первинних порід, що приводить до утворення різноманітних метаморфічних порід. Цей комплекс нових мінералів або парагенезис (співзнаходження) називається метаморфічною фацією.

Метаморфічна фація – комплекс метаморфічних порід, які складаються з мінеральних асоціацій, рівноважних до певних умов метаморфізму.

Залежно від ступеня метаморфізації гірських порід (низького, середнього або високого) розрізняють такі метаморфічні фації (у напрямку зростання температури і тиску):

1. *Фація «зелених» сланців*. Температура не вище 250 °С, тиск до 0,3 кбар. Характерними мінералами є кислі плагіоклази (альбіт), біотит, хлорит, дрібнолускуватий мусковіт (серицит) та ін. Ця фація зазвичай накладається на осадові породи.

2. *Епідот-амфіболітова фація*. Температура зазвичай 250–400 °С, тиск до 1 кбар. Характерними мінералами є епідот, амфіболи (переважно актиноліт), олігоклаз, мусковіт, біотит та ін. Ця фація теж найчастіше накладається на осадові породи.

3. *Амфіболітова фація* накладається на будь-які типи порід – магматичні, осадові, метаморфічні (які зазнали метаморфізму в умовах зеленосланцевої чи епідот-амфіболітової фацій). Температура метаморфічного процесу тут досягає в 100–700 °С, тиск – до 3 кбар. Характерні мінерали: рогова обманка, плагіоклаз (андезин), гранат (альмандин), діопсид та ін.

4. *Гранулітова фація*. Температура 700–1100 °С, тиск – до 5 кбар. Кристалізуються мінерали, які не містять гідроксилу (ОН): гіперстен, енстатит, а також лабрадор, магнезійний гранат (піроп) та ін.

5. *Еклогітова фація*. Температура до 1500 °С і більше, тиск до 20–30 кбар і більше. Характерні мінерали: гранат (піроп), основний плагіоклаз, зелений піроксен (омфацит).

Метаморфічним породам притаманні специфічні структури, які відрізняються від структур інших порід. Це пояснюється тим, що вони утворюються внаслідок перекристалізації порід у твердому стані. У метаморфічних породах мінерали дуже рідко мають притаманну їм кристалічну форму. Характеристику текстур і структур наведено в табл. 4.4.

Таблиця 4.4

Текстури і структури метаморфічних порід

Назва	Характеристика
<i>Текстури</i>	
Масивна	Розмір зерен мінералів майже однаковий
Сланцювата	Зумовлена взаємно паралельним розташуванням пластичних та лускуватих мінералів

Закінчення табл. 4.4

Назва	Характеристика
Текстури	
Смугаста	Окремі зерна групуються в паралельних зонах
Очкова	Зумовлена наявністю великих порфіробластів польового шпату округлої або еліпсоподібної форми в добре розкристалізованій основній масі породи
Плямиста	Окремі зерна, групуючись, утворюють своєрідні плями в породі
Структури	
Гранобластова	Утворена переважно ізометричними зернами
Порфіробластова	В основній масі породи виділяються окремі великі зерна
Лускувата	Зумовлена наявністю пластичної, лускуватої і листуватої форми кристалобластів
Нематобластова	Кристали мають голчасту або ниткоподібну форму
Катакластична	Частина породоутворювальних мінералів у породі роздроблена
Реліктова	Більшість первинних зерен мінералів дуже змінена і має дрібнозернистий вигляд, але в ній залишилися окремі первинні зерна (релікти)

Форми залягання метаморфічних порід здебільшого успадковуються від вихідних порід. Метаморфічні паропороди успадковують шарувату будову, яка в них проявляється в закономірній пошаровій зміні мінерального складу і структури. На відміну від осадових товщ шари в метаморфічних породах вкрай рідко залягають горизонтально. Зазвичай породи зім'яті в складки, зміщені уздовж розривних порушень, місцями роздроблені.

Метаморфічні ортопороди представлені тілами неправильної, жило- або лінзоподібної форми, штоками, дайками, які перетинають шаруватість вміщувальних порід, або згідними покладами.

Для імпактітів характерне алохтонне залягання у вигляді пластів, лінз, покривів або неправильних січних тіл.

У табл. 4.5 наведено визначник метаморфічних гірських порід.

Таблиця 4.5

Визначник метаморфічних гірських порід

Назва	Колір	Мінеральний склад	Структура і текстура
Амфіболіт	чорний, зелений, бурий	амфібол, плагіоклаз, піроксен, гранат	структура гранобластова; текстура масивна
Еклогіт	темно-зелений, чорний	залізистий гранат, піроксен	структура крупнокристалічна; текстура масивна

Закінчення табл. 4.5

Назва	Колір	Мінеральний склад	Структура і текстура
Слюдяні сланці	від сірого до темно-зеленого і чорного	біотит, мусковіт, кварц, гранат, дістен	структура порфіробластова; текстура сланцювата
Кварцит	сірий, рожевий, жовтий	кварц	структура гранобластова; текстура смугаста, масивна
Мармур	білий, сірий, червоний, жовтий, чорний	кальцит	структура дрібно-, крупнозерниста; текстура масивна
Глинисті сланці	білий, сірий, жовтуватий	глинисті мінерали, слюда, андалузит, хлорит, кварц	структура дрібнозерниста; текстура сланцювата
Граніто-гнейс	світло-сірий, сірий, рожевий, червоний	кварц, польові шпати, слюди, циркон, рутил, піроксени, амфіболи	структура кристобластова; текстура масивна, смугаста
Роговик	сірий, темно-сірий, чорний з фіолетовим відтінком	кварц, біотит, польові шпати, піроксен, силіманіт, гранат	структура середньо-, крупнозерниста; текстура: гранобластова, масивна
Скарн	білий, сірий, жовтуватий	піроксени, гранати, калійшпат, магнетит, гематит, сульфід	структура дрібнозерниста, гігантокристалічна; текстура масивна плямиста



Контрольні запитання та завдання

1. Що таке метаморфізм і які його чинники?
2. У чому полягають метаморфічні зміни гірських порід?
3. Охарактеризуйте регіональний метаморфізм і породи регіонального метаморфізму.
4. Опишіть ультраметаморфізм та породи регіонального метаморфізму.
5. Охарактеризуйте динамометаморфізм та породи динамометаморфізму.
6. Що таке пневматолітово-гідротермальний метаморфізм? Наведіть приклади порід пневматолітово-гідротермального метаморфізму.
7. Охарактеризуйте ударний метаморфізм та назвіть породи ударного метаморфізму.
8. Назвіть фації метаморфізму.
9. Охарактеризуйте основні структури і текстури метаморфічних порід.
10. Які форми залягання метаморфічних порід?



Тема 5

ГЕОЛОГІЧНЕ ЛІТОЧИСЛЕННЯ

Історію і розвиток Землі, прояви геологічних процесів у часі вивчає *історична геологія*.

Геологічні події відображені в гірських породах, скам'янілих органічних рештках.

Історична геологія є синтезуючою наукою і використовує фактичний матеріал низки дисциплін: стратиграфії, літології, петрографії, геотектоніки, палеонтології, палеогеографії, регіональної геології та ін., систематизує його, встановлюючи загальні закономірності еволюції фізико-географічного середовища протягом тривалої і складної історії Землі.

Основні завдання історичної геології:

- встановлення відносного та абсолютного віку гірських порід;
- відтворення рухів земної кори й історії розвитку її структури;
- відтворення фізико-географічних умов минулих геологічних епох (розподіл суходолу і вод Світового океану, рельєф, кліматичні умови, послідовність утворення і залягання верствуватих товщ гірських порід, органічний світ тощо);
- встановлення загальних закономірностей і послідовності геологічного розвитку Землі в цілому і земної кори зокрема.

Одним із основних завдань історичної геології є встановлення відносного та абсолютного віку гірських порід.

Відносний вік вказує на те, які породи є більш давніми, а які – більш молодими.

Абсолютний встановлює вік гірських порід в одиницях часу (мільйонах років).

Методи встановлення відносного віку гірських порід поділяють на літостратиграфічні та палеонтологічні.

Літостратиграфічний метод опирається на закон послідовності нашарування (в непорушеному заляганні) осадових гірських порід, згідно з яким шари, що залягають нижче, є більш давніми, ніж ті, які їх перекривають.

Палеонтологічний метод ґрунтується на виділенні шарів, що містять різні комплекси органічних залишків. Важливу роль у палеонтологічному методі відіграють групи організмів, які існували протягом короткого проміжку геологічного часу і були поширені у Світовому океані або на континентах. Такі роди і види організмів отримали назву керівних форм.

Більш надійним є *метод аналізу комплексу викопних решток*, який враховує усі скам'янілості, розташовані в осадовому шарі, оскільки кожен шар містить певний комплекс організмів, який, згідно із законом незворотності еволюції органічного світу (закон Долло), не повторюється в інших шарах. Упродовж останніх десятиліть для розчленовування й зіставлення розрізів став широко застосовуватися *мікропалеонтологічний метод*, об'єктом якого є залишки вапняних і кременистих кістяків найпростіших організмів – форамініфер, радіолярій, остракод та ін. Важливе значення має *спорово-пилковий метод*, що ґрунтується на вивченні залишків спор і зерен пилку, які надзвичайно стійкі й не руйнуються, розносячись вітром на значні відстані у величезній кількості. Усе це робить їх незамінними при зіставленні морських, континентальних і лагунових відкладів, відновленні палеогеографічних умов, які добре відображаються в зміні рослинності, а отже, в спорах й пилку. Основним у сучасній біостратиграфії є *філогенетичний метод*, який базується на вивченні еволюції органічного світу (нащадки побудовані прогресивніше, ніж їх предки, і, відповідно, їх рештки трапляються в більш молодих відкладах).

Останніми роками широко застосовується *палеомагнітний метод*, який ґрунтується на здатності гірських порід зберігати характер намагніченості тієї епохи, у яку вони утворилися. Магнітне поле Землі через різні інтервали часу змінює свій знак, тобто зазнає інверсії, і північний полюс міняється місцем із південним. Пряма й зворотна полярність, яка фіксується в гірських породах, становить сутність магнітостратиграфічного методу розчленовування відкладів. Палеомагнітний метод широко застосовується для визначення переміщень літосферних плит у геологічному минулому.

Абсолютна геохронологія визначає час виникнення, завершення і тривалість усіх геологічних подій. В основі визначення абсолютного віку гірських порід лежить фізичне явище радіоактивного розпаду ізотопів ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K , ^{87}Sr , ^{14}C , ^3H і багатьох інших. Усі ці ізотопи нестабільні й мають цілком певну, експериментально встановлену швидкість розпаду, що характеризується періодом напіврозпаду. Період напіврозпаду радіоактивного елемента відомий, і визначення віку полягає в тому, щоб знайти відношення маси новоутвореного хімічного елемента до маси материнського ізотопу. Найбільш поширеними методами абсолютної геохронології є уран-свинцевий, свинцево-ізотопний, калій-аргоновий, рубідій-стронцієвий, самарій-неодимовий, радіовуглецевий.

На підставі широких узагальнень, зіставлення геологічної історії різних регіонів Землі, закономірностей еволюції органічного світу було розроблено й прийнято *Міжнародну геохронологічну шкалу*, що відображає послідовність підрозділів часу, протягом яких формувалися певні комплекси відкладів, і еволюцію органічного світу. Серед геохронологічних підрозділів виділяють *еон, еру, період, епоху, вік, час*. Кожному геохронологічному підрозділу відповідає комплекс відкладів, що виділений відповідно до зміни органічного світу і називається стратиграфічним: *еонотема, група, система, відділ, ярус, зона*. Існують дві шкали: *геохронологічна* й *стратиграфічна*. Першу використовують, коли йдеться про відносний час в історії Землі, а другу – коли мають справу з відкладами, оскільки в кожному місці земної кулі в будь-який проміжок часу відбувалися якісь геологічні події.

На рис. Д5.1 дод. 5, CD зображено Міжнародну хроностратиграфічну шкалу 2015 року, яка являє собою суміщення стратиграфічної і геохронологічної шкал. Слід зазначити, що Міжнародна стратиграфічна шкала не повністю збігається зі стратиграфічною шкалою, прийнятою в Україні та інших країнах світу.

У геологічній історії Землі виділяють три найбільші стратиграфічні підрозділи – еонотеми: *архейська, протерозойська* й *фанерозойська*, яким у геохронологічній шкалі відповідають зони різної тривалості. Еонотеми суттєво відрізняються одна від одної відповідними комплексами гірських порід, викопними організмами та тривалістю. Архейська й протерозойська еонотеми, які охоплюють майже 80 % часу існування Землі, виділяються в криптозой

(у докембрійських утвореннях абсолютно відсутня кістякова фауна). Фанерозойський еон охоплює лише 570 млн років, і розчленовування відповідної еонотеми відкладів базується на значній розмаїтості численної кістякової фауни. Фанерозойська еонотема поділяється на три групи: палеозойську, мезозойську й кайнозойську, що відповідають великим етапам геологічної історії Землі. Межами між ерами є події планетарного масштабу (розпад або утворення континентів і океанів, падіння метеоритів, масштабні вимирання флори і фауни), в результаті яких суттєво перебудовувалася поверхня планети та змінювалися умови і форми життя на Землі. Групи поділяються на системи, відклади яких сформувалися протягом одного періоду й характеризуються лише їм притаманними сімействами або родами організмів, а якщо це рослини, то родами й видами. Зокрема, в палеозойській групі виділяють кембрійську, ордовіцьку, силурійську, девонську, кам'яновугільну, пермську системи; в мезозойській – тріасову, юрську, крейдову; в кайнозойській – палеогенову, неогенову та четвертинну. Системи підрозділяються на два або три відділи, яким відповідають рання, середня, пізня епохи.

Четвертинна система (період) поділяється на чотири відділи (епохи): нижній (ранній), середній (середній), верхній (пізній) і сучасний.

Перші три відділи (епохи) об'єднуються під назвою плейстоцен, а остання – голоцен.

Відділи, своєю чергою, поділяються на яруси, які характеризуються присутністю певних родів і видів викопної фауни. І, нарешті, яруси поділяються на зони, яким у геохронологічній шкалі відповідає час. Зона охоплює, як правило, лише певну частину регіону й розвинена на меншій площі, ніж відклади ярусу.

Усім підрозділам стратиграфічної шкали відповідають геологічні розрізи, у яких ці підрозділи були вперше виділені. Тому такі розрізи є еталонними, типовими й називаються *стратотипами*, у яких міститься лише їм притаманний комплекс органічних залишків, що визначає стратиграфічний обсяг даного стратотипу.

Визначення відносного віку будь-яких шарів зводиться до порівняння виявленого комплексу органічних залишків у досліджуваних шарах із комплексом копалин у стратотипі відповідного підрозділу Міжнародної геохронологічної шкали, тобто визначення віку відкладів відносно стратотипу. Багато товщ порід позбавлені

органічних залишків. Тому якщо неможливо зіставити досліджувані відклади з будь-яким стратотипом для їх розчленовування використовують літологічні ознаки, характер взаємин із іншими пачками порід, петрографо-мінералогічні особливості, тип шаруватості тощо. Виділені в такий спосіб товщі є допоміжними, місцевими стратиграфічними підрозділами й називаються *серіями, світами, пачками*.



Контрольні запитання та завдання

1. Назвіть основні завдання історичної геології.
2. Що таке відносний вік гірських порід і які методи його встановлення ви знаєте?
3. Що таке абсолютний вік гірських порід і які методи його встановлення ви знаєте?
4. Що таке хроостратиграфічна шкала?
5. Вкажіть відповідність між геохронологічними і стратиграфічними підрозділами.

Тема 6

ВІДТВОРЕННЯ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ



Відтворенням фізико-географічних умов геологічного минулого займається палеогеографія, а єдиними документами, якими доводиться оперувати цій науці, розшифровуючи події, віддалені на мільйони та сотні мільйонів років, є осадові гірські породи з комплексом скам'янілих решток у них. Палеогеографія намагається встановити низку характеристик середовища, в якому формувався осад, який згодом перетворився на гірську породу. Це характер стародавнього рельєфу суходолу чи морського дна, обриси берегової лінії, глибина морського (чи іншого) басейну, температура і солоність води, клімат, склад органічного світу тощо. Ці завдання палеогеографія вирішує за допомогою вивчення *фацій*.

Фація – це фізико-географічна обстановка утворення осаду або гірської породи, яка знаходить своє відображення в літологопетрографічному, мінеральному, гранулометричному складі, структурно-текстурних особливостях осаду (гірської породи) та/або залишках флори і фауни.

За умовами утворення фації поділяються на *морські* (літоральні, субліторальні, батіальні, абісальні), *перехідні* (лагун, дельта, естуарії, лиманів, прибережних озер) та *континентальні* (елювіальні, делювіальні, колювіальні, пролювіальні, алювіальні, еолові, озерні, болотні, льодовикові).

Фаціальний аналіз поділяється на літологічний та біономічний. Виконуючи *літологічний аналіз* фацій, звертають увагу на забарвлення, склад, розмір, ступінь відсортованості, форму, ступінь обкатаності, характер поверхні, текстурні особливості, кількість і тип цементу, будову поверхні стратиграфічних перерв. За цими ознаками визначають середовище, характер і швидкість осадонагромадження, глибину водойми, тривалість перенесення уламкового матеріалу тощо.

Кліматичні обстановки відновлюють за забарвленням, породним складом та корисними копалинами.

Певне генетичне значення має колір осадових порід. Білий колір у цементі уламкових порід вказує на інтенсивність хімічного вивітрювання в умовах жаркого клімату. Забарвлення осадової породи може бути спричинене наявністю в ній розсіяної пігментувальної речовини або скупченням значної кількості зерен інтенсивно забарвлених мінералів. Можливе поєднання цих двох чинників. Чорний колір залежить від наявності органічної речовини бітумінозного і вуглистого складу. Наявність останнього вказує на вологий клімат, значну рослинність. Зелений колір уламкових порід зумовлений скупченням зерен глауконіту і хлориту, що вказує на морський генезис цих відкладів. Бурий колір зумовлений наявністю гідроксидів заліза, які утворюються в прибережно-морських або озерних прісноводних відкладах. У червоноколірних товщах забарвлення зумовлене наявністю гематиту, який свідчить про жаркий посушливий клімат. Блідо-зелені відтінки надають породі закисні з'єднання заліза, які характерні для болотних умов. Наявність плям бурого сидериту в блідо-зеленій глині в асоціації з обвугленою флорою вказує на слабководнову обстановку осадоутворення, яка характерна для центральних частин болота, з подальшим окисненням сидериту. Поєднання зеленувато-сірої глини і темно-вишневої залізистої речовини свідчить про надходження в басейн седиментації значної кількості колоїдів заліза, які осідали разом із глинистими частинками в мілководних водоймах в умовах жаркого клімату.

Мінеральний склад порід використовують для визначення джерел живлення басейну осадоутворення уламковим матеріалом та їх зміни в часі. Форма, склад, розподіл і умови залягання гальки в піщаних породах дозволяють встановити джерела принесення гальки, глибину розмиву, напрямки течій та ін. Для тих же цілей використовують склад породоутворювальних мінералів порід. Значна кількість апатиту, циркону, рутилу, рогових обманок, калієвих польових шпатів і кварцу свідчить про розмив гранітоїдів. Асоціація в породі магнетиту, сфену, основних плагіоклазів, амфіболів і піроксенів вказує на розмив основних і ультраосновних порід. Наявність у породі основних плагіоклазів, амфіболів і піроксенів свідчить про незначне перенесення уламкового матеріалу і аридний клімат у межах області живлення, оскільки ці мінерали легко руйнуються

при механічному перенесенні і швидко руйнуються при вивітріюванні в умовах гумідного клімату. Наявність у породі дистену, ставроліту, силіманіту, гранатів, андалузиту, кварцу вказує на розмив метаморфічних порід. Наявність кременів, кварцитів говорить про розвиток в області знесення осадових порід.

Розміри уламкового матеріалу – це показник близькості або дальності області знесення або розмиву. Що більш крупнозернистий матеріал, то вона ближче. Різкі зміни в площі літологічних особливостей порід говорять про нестійкість середовища й, навпаки, однорідний склад відкладів свідчить про стійкість, незмінність палеогеографічної обстановки.

Ступінь обкатаності зерен мінералів прямо залежить від дальності перенесення (що далі зерна транспортуються, то краща їх обкатаність); тривалості перенесення (що довше триває перенесення, то краща обкатаність); швидкості середовища (значна швидкість водного потоку і вітру не сприяють обкатаності зерен).

Ступінь сортування відкладів залежить від типу перенесення і відкладення (повітряний або водний) і характеру їх руху. Еолові відклади характеризуються добрим ступенем сортування. Осади, які нагромадилися при коливальних рухах водного середовища, в зв'язку з неодноразовим суспендуванням і перевідкладенням, мають значно вищий ступінь сортування, аніж осади, які нагромадилися при поступальному русі води. Добре відсортовані, тонкозернисті, однорідні відклади незначної потужності є типовими для рівнинних, слабко розчленованих ділянок суходолу, тоді як швидка мінливість по площі, погане сортування, невитримана гранулометрія, грубоуламкові породи характерні для гірського рельєфу.

Шаруватість гірських порід дає уявлення про силу, спрямованість, постійність чи мінливість руху водного середовища. За морфологічними ознаками розрізняють *горизонтальну, косу і хвилясту шаруватість*.

Різні форми *горизонтальної шаруватості* утворюються за спокійних умов у придонному шарі. Виникає шаруватість внаслідок періодичних змін умов осадонагромадження: надходження матеріалу різного розміру, речовинного складу і забарвлення, чергування періодів значного привнесення матеріалу і часу, коли уламковий матеріал не надходив. За наявності незначного хвилювання вод виникають пологохвилясті та лінзоподібні текстури. Горизонтальна

шаруватість поширена в утвореннях морських і озерних фацій. Різновидом горизонтальної шаруватості є *градаційна*, яка визначається чергуванням шарів уламкового матеріалу (зменшення розміру зерен знизу вгору в межах шару). Градаційна шаруватість утворюється внаслідок дії тимчасових та суспензійних потоків і може мати масштаб від кількох міліметрів до кількох метрів.

При однобічному русі вод (течія в річці, море) утворюється *коса шаруватість*, різноманітні форми якої за величиною серій, характером серійних швів, спрямованості прошарків у серіях і за характером прошарку визначають умови осадоутворення.

Хвиляста і косохвиляста шаруватість вказує на безладні рухи води. Ці види шаруватості утворюються на морському мілководді, в затоках і лагунах, озерах, в заплавах, берегових валах річок, в дельтових осадах.

Отже, один і той же морфологічний тип шаруватості може мати різне походження. Тому, виконуючи фаціальний аналіз, оцінюють складні типи шаруватості, які являють собою поєднання кількох простих форм, у комплексі зі структурними та іншими ознаками. У зв'язку з цим М. В. Логвиненко виокремлює кілька генетичних типів шаруватості.

Тип *тимчасових потоків* – чергування серій косих і горизонтальних шарів (рис. Д6.1 дод. 6, CD). Косі серії мають нахил в один бік, кути нахилу круті. Вони складаються з грубого матеріалу (крупний пісок, гравій, галька), найбільш крупний матеріал розташовується в підшві шарів, а дрібнозернистий – у покрівлі. Горизонтальні серії складаються з дрібного матеріалу і містять прошарки та лінзи алевроліту, глини, вугілля. Потужність серій – декілька метрів, шарів – декілька сантиметрів.

Русловий тип – серії односпрямованих косих прошарків, розташованих один над одним (рис. Д6.2 дод. 6, CD). Нахил прошарків – в один бік, кути нахилу різні, переважно – середні (близько 30 °). Між окремими серіями похилих прошарків можуть бути сліди розмиву або горизонтальна шаруватість. У межах косих серій крупний матеріал нагромаджується в підшві шарів (пісок, гравій, галька). Потужність серій – декілька метрів, шарів – сантиметрів.

Заплавний тип – чергування серій алевритових прошарків пологохвилястих або косих увігнутих і глинистих – пологопохилих або горизонтальних (рис. Д6.3 дод. 6, CD). Потужність серій – де-

кілька сантиметрів, шарів – декілька міліметрів. Така шаруватість трапляється в дрібно-піщаних, алевритових і глинистих осадах дельтових проток і заплавних ділянок рівнинних річок.

Озерний тип характеризується прямолінійністю і горизонтальністю шарів та контактів між ними (рис. Дб.4 дод. 6, CD). Розміри шаруватості – від кількох сантиметрів до кількох метрів. Цей тип шаруватості зазвичай виникає під час сезонних коливань надходження уламкового матеріалу у водоймах гумідного клімату і воднольодовикових озерах, а також під час зміни мінералізації вод в озерах і лагунах аридного клімату.

Прибережно-морський тип – чергування косих серій шарів із різними кутами нахилу в різні боки (рис. Дб.5 дод. 6, CD). Кути нахилу пологі та середні; шари складені дрібнозернистим і середньозернистим піском. Утворення шаруватості пов'язане з діяльністю морських течій у прибережній зоні моря.

Тип турбідітних (каламутних потоків) – горизонтальне або дуже пологопохиле чергування шарів уламкового матеріалу (рис. Дб.6 дод. 6, CD). У кожному шарі поступово зменшується розмір частинок від підшви до покрівлі: від піску, гравію, гальки в підшві шару до алевроліту й глини в покрівлі. У підшві шарів існує різкий контакт із відкладами, які залягають нижче. Така ж картина спостерігається і на поверхні шару завдяки нагромадженню нової порції осаду з наступного суспензійного потоку. Шари мають значне латеральне поширення і потужність від кількох міліметрів до метрів.

Нешаруваті текстури (відсутність шаруватості) також характеризують певні умови осадоутворення. Наявність масивної текстури піщаників вказує на однорідні умови та незмінну динаміку середовища. Грудкоподібна текстура в глинистих породах спричинена проникненням в осад коренів рослин та інтенсивною переробкою первинного субстрату.

Деформаційні текстури утворюються одночасно з осадоутворенням або безпосередньо після нього в результаті гравітаційного переміщення матеріалу на схилах. Для в'язких, просякнутих водою глинистих осадів достатньо незначного ухилу дна, щоб виник зсув. У результаті переміщення матеріалу осадові текстури деформуються, шаруватість порушується або знищується. Порушення шаруватості може спричинити діяльність донних організмів.

Цement осадових порід може вказувати на умови осадоутворення, якщо він формувався в седиментогенезі або ранній стадії діагенезу.

Рясний вапняний цемент із залишками мушлів вказує на теплий або жаркий клімат. На посушливі умови вказує гіпсовий цемент базально-го типу. Наявність у цементі гематиту в порах або у вигляді «сорочок» навколо уламкових зерен свідчить про теплий або жаркий посушливий клімат. Глауконітовий і фосфатний цемент є індикаторами морських умов осадоутворення. Рясний глинистий цемент вказує на утворення відкладів в умовах колювіальних, пролювіальних фацій, а також внаслідок гляціальних процесів (морена) та дії суспензійних течій. Каоліновий цемент у поєднанні з кварцовим складом уламкових зерен вказує на розмив елювіальних утворень. Туфогенний цемент свідчить про одночасну з осадоутворенням вулканічну діяльність. Цеолітовий цемент може вказувати на те, що в осаді були наявні продукти вулканічної діяльності.

Біонімічний аналіз ґрунтується на відтворенні палеогеографічних обстановок за викопними органічними рештками. Якщо організмів багато й спостерігається велика розмаїтість їх видів, то це свідчить про нормальну солоність води, її прогрітість, мілководність. Організми, що мали товсті мушлі, жили в теплому, мілководному морі, можливо, в зоні дії прибою. Тонкі мушлі свідчать про холодне море з дефіцитом розчиненого карбонату кальцію.

Відновити палеотемпературу давніх басейнів і їх солоність допомагають геохімічні дослідження ізотопів і співвідношення різних хімічних елементів. Так, температуру вод визначають за співвідношенням ізотопів кисню $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ в мушлях, а солоність вод встановлюють за відношенням ізотопів вуглецю $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ та співвідношенням Sr і Ba.

Вивчаючи закономірну мінливість фацій, реконструюють фізико-географічну обстановку певної геологічної епохи, зокрема виділяють басейн осадоутворення, його берегову лінію, область суходолу, у передгір'ях є великі конуси винесення й т.д. Детально уявити цю складну картину допомагає карта фацій або літофацій (рис. Дб.7 дод. 6, CD).

Літолого-фаціальні, палеографічні карти відображають просторові зміни літологічного складу й потужності осадових і осадово-вулканогенних відкладів певного геологічного віку залежно від тектонічного режиму і фізико-географічних умов їх седиментації. Літолого-фаціальні карти відображають розподіл суходолу і вод Світового океану в певну геологічну епоху, передбачуваний рельєф суходолу й дна морів та океанів, положення долин палеорік, області різних типів континентального, лагунного й морського осадонакопичення, кліматичну зональ-

ність, яка існувала в межах даної території, та інші особливості фізико-географічних обстановок минулого. Суміщене зображення сукупності ознак на одній карті досягається за допомогою різних систем позначень: літологічного складу відкладів – штриховими знаками; їх потужностей – суцільними лініями (ізопахітами); палеогеографічних умов – кольоровим фоном; напрямків знесення уламкового матеріалу і течій – лініями руху (стрілками); характерних аутигенних мінералів і органічних залишків, які визначають проведення меж літологічних фаціальних і кліматичних зон, – позамасштабними умовними знаками. Серія літолого-фаціальних карт, яка охоплює без перерви (вік за віком) весь осадовий розріз регіону, дозволяє відтворити історію осадонакопичення і розвитку фізико-географічного середовища та виявити зв'язки між ними, а також умови існування і розселення фауни і флори та формування родовищ осадових корисних копалин.

Отже, використовуючи палеонтологічні залишки, літологію порід, їх геохімічні особливості, співвідношення ряду ізотопів й інші чинники, опираючись на метод актуалізму, можна відтворити фізико-географічні умови минулих епох.

Реконструювати фізико-географічні умови геологічного минулого, відтворювати характер загального тектонічного режиму певних територій дозволяє формаційний аналіз.

Формації – це природні комплекси, асоціації гірських порід, окремі частинки яких тісно парагенетично, генетично пов'язані одна з одною з вікового, просторового або будь-якого іншого та відповідають певним стадіям розвитку великих структурних елементів земної кори.

За складом переважаючих фацій формації поділяють на *магматичні, метаморфічні, осадові та вулканогенно-осадові*.

Головними чинниками, які визначають формування стійких асоціацій осадових порід, є тектонічна обстановка і клімат. Так, залежно від тектонічного режиму серед осадових формацій виокремлюють *геосинклінальні* (сланцева, кременисто-вулканогенна, флішова, вапнякова), *орогенні* (нижня та верхня моласи) та *платформні* (континентальна уламкова, паралічна вугленосна, трансгресивна піщано-глиниста, карбонатна, трапова та ін.).

Сланцева (аспідна) формація характерна для міогеосинкліналей і формується в умовах континентального схилу та підніжжя, а також ложа окраїнних морів у гумідному кліматі на ранньому етапі розвитку геосинкліналі. Утворена формація глинистими породами,

меншою мірою піщаниками й алевролітами, які забарвлені в темно-сірі й чорні кольори.

Кремнисто-вулканогенна формація також утворюється на ранньому етапі розвитку геосинкліналі, її складають кременисті сланці, яшми, пов'язані з продуктами підводного вулканізму – базальтами, андезитами, спілітами тощо. Здебільшого це глибоководні утворення.

Флішова формація – це потужні товщі морських осадових відкладів, які формуються на пізньому етапі розвитку геосинкліналі в умовах континентального підніжжя чи в глибоководних жолобах. Особливістю флішових відкладів є їх ритмічність, яка представлена зазвичай аргілітом, алевролітом і піщаником. Існує теригенний і карбонатний фліш.

Вапнякова формація теж утворюється на пізньому етапі розвитку геосинкліналі, часто одночасно з флішовою. Формація зароджується в западинах окраїнних морів в умовах тропічного чи субтропічного клімату.

Орогенним формаціям притаманне широке поширення грубоуламкових порід, значні потужності й широкий діапазон фізико-географічних умов формування – від морських до наземних.

Виділяють дві основні орогенні формації: нижню та верхню моласи.

Нижня моласа складена піщаниками, глинами, мергелями найчастіше сірого чи сіро-зеленого кольору. Утворюється на раннь-оорогенній стадії в крайових чи внутрішніх прогинах. В умовах гумідного клімату з нижньою моласою часто пов'язане формування паралічних вугленосних відкладів (заболочені приморські рівнини) і нафтоматеринських порід (морські чи дельтові умови), в аридному кліматі – утворюються лагунні соленосні відклади з гіпсами, ангідритами, кам'яною та калійною солями.

Верхня моласа формується в наземних умовах (передгірські та міжгірські алювіально-озерні рівнини, конуси винесення) в передових та міжгірських прогинах на пізньоорогенній стадії. В умовах гумідного клімату з нею пов'язані поклади лімнічного вугілля, в аридному – формуються червоноколірні грубоуламкові відклади. Основні породи формації – конгломерати, піщаники, алевроліти, глини.

Особливостями платформних формацій є незначні потужності (найчастіше – десятки й сотні метрів), переважання континентальних, лагунних і морських мілководних фацій, невитриманість і

строкатість складу, значні площі поширення тощо. Кількість платформних формацій значна, і провідну роль у їх формуванні відіграють кліматичні умови.

Формування чохла платформи, як правило, починається із утворення континентальної уламкової формації (піски, алевроліти, глини, конгломерати) строкатоколірної чи червоноколірної в аридному кліматі й сірої – в гумідному кліматі. Утворення відбувається в авлакогенах у лагунних чи внутрішньоматерикових водоймах. В умовах жаркого чи помірного клімату на прибережних рівнинах, які періодично затоплюються морем, зароджується паралічна вугленосна формація з покладами вугілля, залізних руд. Наприкінці ранньої стадії формування чохла платформи утворюється морська трансгресивна піщано-глиниста формація, яка представлена піщаниками, алевролітами, аргілітами, рідше мергелями, вапняками, які сформувалися в умовах неглибокого відкритого моря.

Максимальному розвитку трансгресій на платформах відповідають платформні карбонатні формації, які утворюються в умовах відкритих, відносно глибоководних епіконтинентальних морів. В умовах гумідного клімату утворюються вапняки, мергелі, крейда, а в умовах аридного, окрім органогенних вапняків, утворюються гіпси та доломіти.

Типовою для платформ є трапова формація, яка утворюється при наземних вулканічних виверженнях і складена долеритами, діабазами, базальтами та їх туфами.

Вивчення формацій має і практичне значення, оскільки кожний тип формацій характеризується певним комплексом корисних копалин.



Контрольні запитання та завдання

1. Які завдання вирішує палеогеографія?
2. Що таке фація? Які фації ви знаєте?
3. Що таке фаціальний аналіз?
4. За якими ознаками гірських порід відтворюються палеогеографічні обстановки минулого?
5. Що таке формація?
6. Охарактеризуйте основні формації.
7. Що таке літолого-фаціальна карта і яка інформація на ній відображається?



Тема 7

ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ

Геологічна карта – це проекція геологічної структури на горизонтальну площину в певному масштабі й умовних позначках.

Основою геологічних карт є *топографічні карти*, які створюють у поперечно-циліндричній проекції Гауса-Крюгера. Найважливішим елементом основи цих карт є координатна сітка, необхідна для орієнтування по карті, визначення напрямів (азимутів) прокладання маршрутів, нанесення елементів залягання порід, нових об'єктів за їх координатами, визначення за картою координат об'єктів, а також щоб бачити масштаб карти. Географічна сітка відображає значення довготи, рахунок якої ведеться від початкового Гринвіцького меридіана, і широти, відлік якої починається від екватора. На карті лінії географічної сітки наносять через рівні інтервали (градуси, мінути, секунди).

Топографічні карти за певною системою діляться на аркуші (розграфка), які, своєю чергою, системно позначаються, тобто мають номенклатуру. Північна півкуля поділена на 23 широтні зони і 60 меридіональних секторів. Перетин зон і секторів утворює трапеції, які складають планшети карт масштабу 1:1000000. Їх номенклатура складається з назви зони (прописні літери латинського алфавіту) і номера сектора. Номенклатура аркушів детальнішого масштабу утворюється шляхом поділу початкового мільйонного планшета.

Так, планшети карти масштабу 1:500000 отримують при розграфці аркуша 1:1000000 на чотири частини, які позначають великими літерами алфавіту – А, Б, В, Г.

Планшети масштабу 1:200000 утворюються при розграфці аркуша масштабу 1:1000000 на 36 частин, які нумерують римськими цифрами від I до XXXVI; планшети масштабу 1:100000 – при роз-

графії аркуша 1:1000000 на 144 частини, які позначають арабськими цифрами від 1 до 144 і становлять дванадцять рядів по дванадцять планшетів у кожному (рис. Д7.1 дод. 7, CD).

Відповідно, номенклатура карт цих масштабів матиме такий вигляд: якщо масштаб 1:1000000 – М-36, то масштаб 1:500000 – М-36-А, М-36-Б, М-36-В, М-36-Г; масштаб 1:200000 М-36-І, ..., М-36-XXXVI; масштаб 1:100000 М-36-1, ..., М-36-144.

Для розграфки карт більших масштабів в основу покладено планшети 1:100000. Планшети карти масштабу 1:50000 отримують при розграфці планшета карти масштабу 1:100 000 на чотири частини, які позначаються великими літерами А, Б, В, Г (рис. Д7.2 дод. 7, CD). У номенклатурі вказують номер аркуша карти масштабу 1:100000, потім літеру, наприклад: М-36-3-А (рис. Д7.2 дод. 7, CD).

Аркуш карти масштабу 1:50000 поділяється на чотири аркуші карти масштабу 1:25000, які позначають малими літерами алфавіту а, б, в, г. Номенклатура одного з аркушів матиме вигляд: М-36-3-Г-б (рис. Д7.2 дод. 7, CD). Карта масштабу 1:25000 поділяється на чотири аркуші карти масштабу 1:10000, які позначають арабськими цифрами 1, 2, 3, 4. Тоді аркуш карти масштабу 1:10000 може мати таку номенклатуру: М-36-3-Г-б-2 (рис. Д7.2 дод. 7, CD). За основу розграфки масштабів 1:5000 і 1:2000 приймається аркуш карти масштабу 1:100000, який поділяється на 256 частин для карти масштабу 1:5000, а кожен аркуш карти масштабу 1:5000 ділиться на дев'ять частин для карти масштабу 1:2000.

Геологічні (геолого-стратиграфічні) карти відображають виходи дочетвертинних порід на поверхню або під покрівлю четвертинних відкладів, які на карті не показані. Останні наносять тоді, коли вони мають велику потужність або швидко формуються. Для порід четвертинного віку складають спеціальну карту четвертинних відкладів, яка доповнює основну геологічну карту. Залежно від характеру робіт можуть складатись інші спеціальні карти.

За призначенням і змістом розрізняють такі типи геологічних карт: звичайні геологічні; літологічні; четвертинних відкладів; тектонічні; гідрогеологічні; геоморфологічні; інженерно-геологічні; корисних копалин; прогнозні.

Звичайні (стандартні) геологічні карти – це карти, на яких гірські породи розділені за віком незалежно від їх складу.

До комплекту стандартної державної середньо- і великомасштабної карти входять власне геологічна карта; карта корисних копалин із елементами прогнозу; карта четвертинних відкладів; тек-

тонічна карта та ін. залежно від специфіки будови району. Ліворуч від рамки стандартної геологічної карти розташовується зведена стратиграфічна колонка. У ній зазначають склад і потужності в метрах усіх відкладів, які є на аркуші, у хронологічній послідовності знизу вгору від більш давніх до молодших. За літологічним складом породи розчленовуються на дрібні підрозділи (серії, світи, товщі), які мають лише регіональне поширення і свої назви з індексами. Праворуч від карти наводять умовні позначення (легенди) всіх підрозділів і знаків, відображених на карті. Внизу під картою наводять один або декілька геологічних розрізів, орієнтованих навхрест простягання порід. Їх будують у тому ж горизонтальному масштабі, що й карту, з використанням тих же умовних позначень. Вертикальний масштаб в окремих випадках може бути збільшений для більш наочного виділення стратиграфічних підрозділів. Розрізи обов'язково мають цифровий і лінійний масштаби. Північ на картах завжди вгорі, а південь – унизу. Кожен аркуш геологічної карти супроводжується пояснювальною запискою. У записці наводяться відомості, які не можна подати в графічній формі. Матеріали в ній мають довідковий характер за районом і включають відомості з географії, стратиграфії, магматизму, тектоніки, історії геологічного розвитку, корисних копалин тощо. Зміст пояснювальної записки суворо регламентовано інструкціями як за кількістю і назвам розділів, так і за інформацією в них. Позначення (легенди) на геологічних картах специфічні, але загалом однотипні у всіх країнах світу (рис. Д7.3–7.6 дод. 7, CD). Більш точно їх визначає інструкція. Типовий приклад компонування геологічної карти та її елементів зображено на рис. Д7.7 дод. 7, CD.

Для зображення на карті віку верств (шарів) існує загальновизнана кольорова шкала. Кожна система має свій колір (рис. Д7.8 дод. 7, CD). Відділи зафарбовують кольором, прийнятим для даної системи, з урахуванням того, що нижні відділи (ранні епохи) зафарбовують у більш темні відтінки, а верхні (середні, пізні епохи) – у більш світліші. На кольоровому полі проставляють індекси, які відповідають віку даного шару (верстви).

На геологічні карти наносять елементи залягання верств, проєкції розривів та деякі інші дані.

Розривні порушення позначають суцільними товстими лініями червоного або чорного кольору, а передбачувані розриви – пунктирними.

Нахил зміщувача позначають штрихами за падінням, із зазначенням цифрою кута падіння в градусах. Уздовж зсувів малюють стрілки з напрямком переміщення крил.

Елементи залягання порід відображають у легенді. Вони загальноприйняті і позначаються на карті орієнтованими по сторонах світу значками з цифрами, які відображають простягання і кут падіння в градусах.

Межі стратиграфічних і магматичних тіл зображують тонкими чорними лініями. Усередині контурів індексами й кольором позначають вік осадових відкладів.

Ореол контактних змін, якщо він значний, позначають точками навколо інтрузії.

Різновікові осадові, вулканогенні, вулканогенно-осадові й метаморфічні утворення позначають на карті різними кольором, індексами, штриховкою, крапом.

На картах масштабу 1:200000 і 1:50000 в індексі відображають не лише вік, а й склад порід (табл. 7.1). Для різного складу магматичних порід також встановлено кольорові умовні позначення та індекси. Перед символом системи розміщується мала літера грецького алфавіту, яка означає склад утворень. Змінені ефузивні породи позначають літерою, яка характеризує незмінену породу з додаванням знака «прим» праворуч угорі (наприклад: αN_2 – андезит пліоценовий, $\alpha' N_2$ – андезитовий порфірит пліоценовий).

Таблиця 7.1

**Індекси, які показують склад магматичних порід
на геологічних картах**

Порода	Індекс	Порода	Індекс	Порода	Індекс
Граніти	γ (гама)	Габро	ν (ню)	Сієніт	ξ (ксі)
Ріоліти	λ (лямбда)	Базальти	β (бета)	Фоноліти	ϕ (фі)
Діорити	δ (дельта)	Перидотит	σ (сігма)	Трахіти	τ (тау)
Андезити	α (альфа)	Пікрити	ι (іота)	Дацити	ζ (дзета)

Склад ефузивних утворень на карті позначають також чорним крапом за забарвленням, яке відповідає віку породи. Якщо потрібно вказати в одному підрозділі наявність двох систем, відділів чи ярусів, індекс охоплює обидва знаки цих підрозділів, з'єднаних знаком плюс (+) або дефіс (-). На першому місці завжди зазначають індекс більш старшого підрозділу. Знак плюс ставиться тоді, коли об'єднуються два сусідні підрозділи (K_{1+2} – відклади нижньої і

верхньої крейди об'єднані). Коли виділяється суміжна товща і потрібно підкреслити перехідний характер (безперервність) і неповноту двох сусідніх підрозділів, ставиться знак дефіс (E_3-O_1 суміжна товща верхнього кембрію і нижнього ордовика). Для підрозділів, що охоплюють більше двох стратиграфічних одиниць, індекс утворюється з символів крайніх одиниць зі знаком тире між ними, проміжні індекси опускаються (наприклад: K_1b-g – беріаський, валанжинський і готерівський яруси нижньої крейди). В індексі опускається позначення відділів, якщо об'єднуються різні відділи однієї системи (наприклад: $Kal+s$ – альбський ярус нижнього і сеноманський ярус верхнього відділів крейдової системи).

Використані кольори та інші знаки роз'яснюються в умовних позначеннях (легенді), які супроводжують геологічну карту. В умовних позначеннях вікові підрозділи розташовують від молодих до більш давніх згори вниз або зліва направо. Після них розташовують знаки, які відповідають магматичним породам. Далі розміщують пояснення всіх інших геологічних знаків, які є на карті, а саме: розривних порушень, елементів залягання тощо.

На *літологічних картах* на тлі забарвлення, яке відповідає віку порід, штрихами зображують склад порід. Залежно від масштабу ці відомості наводять із різною детальністю. На картах масштабу більше 1:10000 це вирішують якомога докладніше – вказують кожен різновид порід, тоді як на картах дрібнішого масштабу – окремі різновиди порід.

На *картах четвертинних відкладів* корінні породи позначають одним кольором (фіолетовим) без розчленовування, із зазначенням їх віку й типу за допомогою індексів і крапу. Четвертинні утворення позначають із розчленовуванням за генезисом, віком і складом; наводять дані про потужності стратиграфічних підрозділів, їх палеогеографічні характеристики.

Тектонічні карти містять інформацію про структурні категорії земної кори. У найбільш загальному вигляді розрізняють тектонічні схеми, загальні тектонічні карти, спеціальні тектонічні карти. У середині кожної групи існує поділ за масштабом картографічної основи на глобальні, оглядові й регіональні тектонічні карти.

Алгоритм складання геологічної карти має такий вигляд. Перед її складанням слід вивчити геологічний розріз району. Вивчення і зіставлення окремих відслонень дозволяє побудувати зведену стра-

тиграфічну колонку (пошаровий розріз) усього району. У колонці ліворуч вказують стратиграфічні підрозділи (від систем до більш дрібних, що виділяються в районі) та їх індекси, далі наводять графічне зображення порід, їх потужність, а праворуч описують породи та зазначають знайдені в них органічні залишки. Узгоджені межі між стратиграфічними підрозділами проводять у колонці прямими лініями, а неузгоджені – хвилястими. Геологічна колонка дає наочне уявлення про породи, які наявні в районі, послідовність їх залягання, потужність, вікові співвідношення, перерви в осадонагромадженні тощо.

Потім слід з'ясувати геологічну будову району, генетичні типи гірських порід, їх послідовність залягання (варто звернути увагу на узгоджене та неузгоджене залягання шарів гірських порід), потужність.

Далі потрібно перенести геологічну ситуацію на топооснову, простежити по поверхні межі між різновіковими верствами та виділити площі розвитку одновікових. Спроектовані на топографічну карту межі виділяють на ній ділянки поширення порід різного геологічного віку. Так карта стає геологічною. Літолого-петрографічний склад гірських порід наносимо крапом, використовуючи відповідні умовні позначення (див. рис. Д7.3 дод. 7, CD).

Для зображення віку гірських порід використовуємо забарвлення та індекси відповідно до рис. Д7.8 дод. 7, CD.

Створюючи легенду до геологічної карти, слід пам'ятати, що всі знаки, використані на ній, мають відповідати умовним позначенням (легенді), розташованим праворуч від карти.

Умовні позначення розташовують у певному порядку: стратиграфічні підрозділи (в тому числі вулканогенні й метаморфогенні утворення), починаючи з молодших, потім позначення інтрузивних та жильних порід, також починаючи з молодших. Далі йдуть знаки маркувальних горизонтів, контактних й інших змінених порід. Нижче – крапи речовинного складу порід. Наприкінці наводять усі інші позначення, нанесені на карту умовними знаками. Індекси геологічних утворень, які є на карті й розрізі, мають бути подані в умовних позначеннях із поясненнями. Колір умовних позначень повинен точно відображати колір відповідних геологічних утворень на карті. Текст до стратиграфічних підрозділів має бути коротким.

Ліворуч під фігурною дужкою наводять назви систем і відділів; праворуч – більш дрібні загальні; потім – регіональні й місцеві

підрозділи; після них – речовинний склад (коротко). Скорочення слів в тексті умовних позначень не допускається.

Геологічна карта супроводжується одним або декількома геологічними розрізами, які показують будову земної кори у вертикальному перерізі за певною (визначеною) лінією. Глибина, до якої будється розріз, зумовлена наявними геологічними даними. Напрямок обирається так, щоб найповніше охарактеризувати будову ділянки. Зазвичай розрізи проводять навхрест простягання основних структурних форм.

Обирається напрям розрізу і на геологічній карті проводиться відповідна лінія. На кінцях лінії на карті ставлять цифри (1-1) або літери (А-Б).

Визначають масштаб розрізу. Майже завжди горизонтальний та вертикальний масштаби повинні бути однаковими і збігатися з масштабом карти. Лише за умови горизонтального залягання верств допускається зміна вертикального масштабу. Викривлення вертикального масштабу при похилому заляганні не допускається.

За вибраною лінією будують топографічний профіль так, щоб закінчення лінії із західними румбами (захід, північний захід, південний захід) розташовувалося ліворуч, а закінчення зі східними румбами (схід, північний схід, південний схід) – праворуч. Якщо розріз має меридіональний напрямок, то північ розташовується праворуч, південь – ліворуч.

Топографічний профіль обмежують біля кінців вертикальними масштабними лінійками. На ньому проводять лінію нульової абсолютної висоти (за великих висот – лінія будь-якої іншої висоти). Над масштабними лінійками біля закінчення профілю ставлять ті самі літери або цифри, якими позначена лінія на карті.

На топографічний профіль переносять геологічні дані, тобто межі між стратиграфічними підрозділами, розриви, межі інтрузивних тіл. Побудова геологічного розрізу, тобто нанесення на топографічний профіль геологічних даних, – це з'єднання лініями роз'єднаних виходів на поверхню верств із урахуванням загального характеру їх залягання (горизонтальне, моноклинальне, складчасте). Якщо є дані про елементи залягання верств та їх потужність, розріз будують із урахуванням цих даних. Якщо ж таких відомостей немає, то побудова буде схематичною. Нахил верств підбирають у цьому разі так, щоб протягом усього розрізу справжня потужність кожної верстви залишалась постійною. Будуючи розріз, слід стежити за стратиграфічною послідовністю верств та не до-

пускати її порушення. При складчастому заляганні верств краще починати побудову з ядер синклінальних складок, простежуючи від них у боки давніші верстви.

Кожну верству зафарбовують або заштриховують так, як на геологічній карті. На кожному ізольованому виході верстви ставитися індекс; якщо індекс не вміщується на верстві, його виносять убік (поруч).

Якщо геологічний розріз супроводжує карту, його розміщують під нею, а якщо він подається на окремому аркуші, то над масштабними лініями біля країв розрізу необхідно вказати його орієнтування за сторонами світу.

Умовні позначення на розрізі повинні точно відповідати геологічній карті.

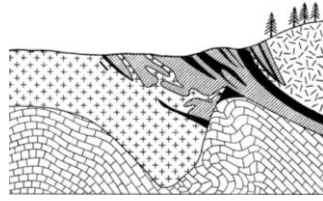


Контрольні запитання та завдання

1. Що таке геологічна карта?
2. Назвіть основні елементи геологічної карти і порядок їх розміщення на ній.
3. Охарактеризуйте основні етапи створення геологічної карти.
4. Розгляньте етапи побудови геологічного розрізу за геологічною картою.

Тема 8

ГЕОЛОГІЧНИЙ РОЗРІЗ ЗА ДАНИМИ СВЕРДЛОВИН



Розріз поодинокі виробки зображують у вигляді геологічної колонки свердловини (або шурфу), а геологічний розріз зображують за даними кількох геологічних колонок або журналів розвідувальних виробок. Алгоритм побудови геологічного розрізу за даними свердловин має такий вигляд.

На аркуші паперу у нижній його частині, трохи нижче за відмітки забою найглибшої свердловини, має бути побудована горизонтальна масштабна шкала, де в кількох рядках пишуть номери геолого-розвідувальних виробок, відстань між ними в метрах, висотні відмітки поверхні землі на рівні усть виробок, висотні відмітки рівнів ґрунтових вод.

На горизонтальній лінії вгорі шкали необхідно нанести точки положення свердловин. Горизонтальний масштаб доцільно взяти 1:2000. Через ці точки провести вгору вертикальні лінії стволів свердловин до абсолютних відміток їхніх усть, які доцільно відкладати, користуючись масштабною лінійкою. Лінійку слід побудувати в масштабі 1:100 і розмістити з лівого боку креслення.

З'єднуючи точки усть свердловин, необхідно креслити топографічний профіль за лінією розрізу. Для нанесення на розріз геологічних даних на лініях стволів свердловин послідовно згори вниз відкладають відрізки, що відповідають потужностям шарів і прошарків порід. Біля точок, що утворюються в місцях перетину контактів шарів з лініями свердловин, як правило, відкладають або глибину (в метрах) від поверхні землі, або висотну відмітку. Потім проводять межі між окремими шарами, і кожний шар заштриховують відповідно до умовних позначень, які відображають літологічний склад відкладів (рис. Д7.3 дод. 7, CD).

Умовні позначення шарів із описом порід, що позначені на розрізі, розміщують на кресленні праворуч від розрізу або внизу під ним. Молодші шари розміщують над більш старшими. Підшову

шару, що виклинюється, сполучають із його покрівлею на віддалі від свердловини, що дорівнює $1/3-2/3$ відстані між сусідніми виробками залежно від потужності поверхні шару.

Згідно з даними свердловини, необхідно нанести на свердловини відмітки рівня ґрунтових вод і з'єднати їх прямими пунктирними лініями, позначивши рівень ґрунтових вод позначкою відмітки і аббревіатурою РГВ. Для верховодки лінію рівня підземних вод доводять до кінців водотривкого шару.

Назву пишуть над кресленням або в спеціальному штампі у правому нижньому куті.

Приклад оформлення геологічного розрізу, побудованого за даними свердловин, наведений на рис. Д8.1 дод. 8, CD.

До креслення розрізу слід додати буровий журнал однієї зі свердловин за формою, наведеною в табл. 8.1, а також складену за цим журналом геологічну колонку за формою, поданою на рис. Д8.2 дод. 8, CD.

Таблиця 8.1

Журнал свердловини № 1

№ з/п	Геологічний вік	Назва і характеристика порід	Потужність шару, м	Залегання підшви шарів, м		Рівень ґрунтових вод, м	
1	VQ ₄	Суглинок	2,8	2,8	378,0	1,4	379,4
2	qQ ₃	Глина щільна	9,6	12,4	368,4		
3	N ₂	Пісковик	2,7	15,1	365,7		
4	N ₁	Вапняк	5,4	20,2	360,6		
5	T ₃	Граніти	5,1	25,3	355,5		

Окрім цього, необхідно надати коротку пояснювальну записку до складеного геологічного розрізу, в якій слід охарактеризувати: а) рельєф чи форму поверхні землі по лінії розрізу; б) склад та умови залегання гірських порід, зображених на розрізі; в) залегання підземних вод (глибина залегання і напрям потоку).



Контрольні запитання та завдання

1. Що таке геологічний розріз і що він показує?
2. Охарактеризуйте етапи побудови геологічного розрізу за даними свердловин.
3. Складіть пояснювальну записку до геологічного розрізу, зображеного на рис. Д8.1 дод. 8, CD.



Тема 9

ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ КАРТИ

Складанням геоморфологічної карти завершують будь-яке геоморфологічне дослідження. Карта має важливе значення для науково-практичного вивчення території. Вона наочно відтворює характер розміщення просторових зв'язків і угруповань багатоманітних явищ на земній поверхні. Щодо цього з нею не може зрівнятися жоден текстовий опис.

Геоморфологічна карта (рис. Д9.1 дод. 9, CD) відображає зовнішні обриси, походження, вік та розвиток рельєфу. Зовнішні обриси передають за допомогою горизонталей, знятих із топографічних карт. Проте найвагомішими об'єктами геоморфологічного картографування є генетичні форми рельєфу та їхні угруповання і райони поширення.

У загальній картографічній класифікації геоморфологічні карти означені як спеціальні. Відповідно вони відрізняються за різноманітними ознаками, головними з яких є зміст, масштаб і призначення карт.

За змістом карти класифікують передусім з урахуванням охоплення різних геоморфологічних показників.

З цього погляду геоморфологічні карти поділяють на загальні та детальні.

В основі побудови *загальних геоморфологічних карт* є показ усіх складових геоморфологічної тріади: морфології, генезису та віку рельєфу. Ці показники можуть бути доповнені також зображенням сучасних геоморфологічних процесів.

На *детальних геоморфологічних картах* відображають лише окремі показники геоморфологічної тріади: морфологію (морфометрію, морфографію) або генезис чи вік рельєфу. Відповідно до цього карти можуть бути морфографічні, морфометричні, морфо-

скульптурні, морфохронологічні, структурно-геоморфологічні, морфодинамічні. Кожна з названих категорій карт своєю чергою може поділятися на більш дрібні різновиди. Наприклад, морфометричні карти поділяються на карти кутів нахилу земної поверхні, глибин, густоти розчленовування рельєфу; морфоскульптурні – на карти алювіального, льодовикового, карстового рельєфу.

За ступенем узагальнення показників, вибраних для картографування, розрізняють карти аналітичні, синтетичні, комплексні.

Аналітичні або елементарні карти будують на підставі неузагальнених або малоузагальнених показників, таких, як кут нахилу земної поверхні, глибина розчленовування рельєфу, його зумовленість окремими екзогенними чи ендегенними факторами. До аналітичних слід відносити геоморфологічні карти, на яких рельєф відображається як сукупність його елементів чи граней (схилів, поверхонь), що беруть участь у формуванні геоморфологічних систем.

Синтетичні карти характеризують певний рельєф в узагальнених показниках, які синтезують низку геоморфологічних особливостей. Об'єктами зображення на синтетичних геоморфологічних картах є природні геоморфологічні комплекси (геоморфологічні системи), угруповання форм або типи рельєфу, геоморфологічні райони.

На *комплексних картах* відображають декілька різнорідних об'єктів, кожен у своїх показниках. При складанні таких карт відбирають об'єкти, які перебувають у взаємозв'язку. До комплексних відносяться і такі карти, на яких зображувані об'єкти (форми рельєфу, морфометричні угруповання) характеризуються за комплексом взаємопов'язаних геоморфологічних показників. Залежно від ступеня узагальнення показників розрізняють комплексні аналітичні, комплексні синтетичні, комплексні аналітико-синтетичні карти.

Залежно від того, до якого відрізка часу належить певний рельєф, розрізняють: а) карти сучасних, тобто створених до теперішнього часу, геоморфологічних умов; б) карти палеогеоморфологічні з відображенням минулих етапів розвитку рельєфу; в) геоморфологічні карти прогнозу, на яких дається прогноз розвитку рельєфу в майбутньому.

Кarti наявних геоморфологічних умов доповнюють картами інтенсивності сучасного розвитку рельєфу.

За *призначенням* геоморфологічні карти поділяють на карти широкого та спеціального призначення.

Карти широкого призначення використовують для задоволення загальних потреб науки і народного господарства. На їх основі можуть проводити різноманітні геоморфологічні роботи, а також будувати карти спеціального призначення шляхом нанесення додаткових показників, виділення або виключення деяких елементів навантаження.

Спеціальні карти призначені для науково-дослідних, народно-господарських, навчальних завдань. Залежно від цього визначається їх зміст і оформлення. На картах для народного господарства відбираються і виділяються ті геоморфологічні об'єкти та їх показники, які необхідно враховувати під час вирішення конкретних господарських завдань (пошук корисних копалин, сільськогосподарська організація території, проектування інженерних будівель).

За масштабами розрізняють карти великомасштабні (понад 1:200000), середньомасштабні (від 1:200000 до 1:100000) і дрібномасштабні (до 1:1000000). Масштабом визначають характер охоплення території, яку зображають, детальність карти, її застосування, а також методи створення (масштаб знімання території).

Дрібномасштабні карти, які називають ще оглядовими, охоплюють великі території. Обриси рельєфу передають на них у дуже узагальненому вигляді з виділенням головних комплексів рельєфу, великих геоморфологічних регіонів. Такі карти використовують для широких наукових узагальнень та навчально-пізнавальних цілей.

Середньомасштабні карти будують для вивчення елементів, форм рельєфу та їх комплексів із геоморфологічним районуванням території, виявленням історії розвитку рельєфу та пухких відкладів. Карти використовують для оцінки умов господарської організації території, певного виду будівництва, перспектив пошуків корисних копалин.

Великомасштабні карти складають для вивчення усіх форм та елементів мезо- і мікрорельєфу, пухкого покриву, сучасних рельєфоутворювальних процесів із найбільш дрібним геоморфологічним районуванням (мікрорайонуванням). Вони призначені для проведення пошуків певних видів корисних копалин.

Більш *спеціалізованими* є карти масштабу (1:10000–1:5000), які будують для дуже обмежених площ з метою вирішення конкретних питань народногосподарського значення (пошуково-розвідувальні роботи, оцінка будівельних майданчиків, побудови гребель тощо) з відповідним, дуже детальним відображенням елементів рельєфу, сучасних геоморфологічних процесів, із прогнозом розвитку рельєфу.

Геоморфологічну карту будують обов'язково на топографічній основі. Для цього використовують геологічну карту і геолого-геоморфологічну. Топографія рельєфу не лише є основою, на якій складають геоморфологічну карту, а й дає інформацію про морфологію і, частково, генезис рельєфу. За топографічною картою можна визначити межі окремих елементів і форм рельєфу, деякі з них зображені у вигляді умовних позначень (яри, прируслові уступи, старичні пониження та ін.). За висотою над урізом води можна розрізнити заплаву або першу надзаплавну терасу.

Головний *принцип побудови геоморфологічної карти* – генетичний, тобто елементи й форми рельєфу групують у типи за генетичною ознакою (наприклад, флювіальний, льодовиковий, карстовий рельєф).

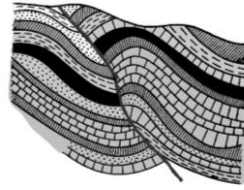


Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте дрібномасштабні карти. Де їх використовують?
2. Опишіть спеціальні карти. Де їх використовують?
3. Що таке великомасштабні карти? Де їх використовують?
4. Які бувають карти спеціального призначення?

ТЕМА 10

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ПРОФІЛЬ



Інформацію про морфологію, генезис та вік рельєфу можна отримати не лише зі спеціальних тематичних карт, а й із *геолого-геоморфологічного профілю*, тобто профілю, на якому подані зовнішні морфологічні обриси рельєфу і його внутрішня геологічна будова. На профілі відображено сучасний рельєф (гіпсометрична крива), давній або похований рельєф (у вигляді покрівель різновікових шарів відкладів), а також гірські породи (їх літологія, генезис та вік). Геолого-геоморфологічний профіль певної місцевості дає уявлення про історію розвитку рельєфу цієї території, його зв'язок із корінними породами і пухкими відкладами, допомагає визначити етапи формування рельєфу, головні рельєфоутворювальні чинники, тектонічний режим і кліматичні умови на кожному з етапів його формування. Геолого-геоморфологічний профіль використовують у різних типах наукових і практичних робіт, зокрема для побудови ландшафтних профілів взаємозв'язку компонентів середовища, під час розшуків корисних копалин, для проектування інженерних споруд тощо.

Перед складанням профілю необхідно ознайомитися із геологічною картою і місцеположенням на ній заданої лінії поперечного перерізу. На відміну від звичайних геологічних розрізів геолого-геоморфологічний несе на собі подвійне – як геологічне, так і геоморфологічне – навантаження. У зв'язку з цим лінії геолого-геоморфологічних розрізів вибирають з таким розрахунком, щоб вони відображали всі особливості як рельєфу, так і геологічної будови території. Як правило, такі лінії проводять перпендикулярно до річкових долин та через найбільш характерні типи й форми рельєфу.

Роботу над розрізом починають із вибору масштабів залежно від масштабу карти і морфометричних визначень форм рельєфу.

Горизонтальний масштаб беруть відповідним до масштабу карти або збільшують з таким розрахунком, щоб довжина розрізу не перевищувала 40–50 см.

Вертикальний масштаб, як правило, в декілька разів перевищує горизонтальний для більшої виразності відображення рельєфу. Вибираючи вертикальний масштаб, слід брати до уваги амплітуду коливання відносних висот форм рельєфу на лінії розрізу. На розрізах через рівнинні області масштаб, як правило, перевищує горизонтальний в 5–10 разів, для гірських областей профіль будують при відповідності масштабів 1:1 або допускається невелике викривлення в 2–3 рази.

Після вибору вертикального масштабу в місці, відведеному для профілю, проводять дві перпендикулярні лінії – вісь ординат і вісь абсцис. На осі ординат роблять сантиметрові відмітки, ліворуч від яких підписують абсолютні висоти, у прийнятому вертикальному масштабі, починаючи з відмітки, розташованої трохи нижче вибою глибокої свердловини, і закінчуючи відміткою, яка лежить трохи вище найглибшої точки на лінії профілю. Наприклад, якщо вибій найглибшої свердловини розташований на висоті 78,5 м над рівнем моря, а найвища горизонталь на лінії профілю має відмітку 150 м, то абсолютні висоти слід підписувати, починаючи з відмітки 70 або 75 і закінчити на відмітці 155 або 160 м. Над віссю ординат роблять позначку, яка величина і в яких одиницях тут відкладена. На осі абсцис відкладають відстані між горизонталями. Найкраще відмічати їх, трохи відступивши від шкали висот, щоб профіль не примикав до неї безпосередньо.

Відстані між горизонталями вимірюють на карті циркулем-вимірювачем або лінійкою, смужкою міліметрового паперу, а потім відкладають на основі профілю в прийнятому горизонтальному масштабі. Розташування кожної горизонталі відмічають рискою, біля якої проставляють відповідну даній горизонталі абсолютну відмітку.

Окрім горизонталей на основу профілю переносять обриви, абсолютні відмітки їх бровки і підосви, а також берегові лінії морів, озер, ставків і річок.

Одночасно переносять межі всіх стратиграфічних підрозділів геологічної карти і місцезнаходження даних на профілі свердловин, абсолютні відмітки їх устя і вибою. Ці дані необхідні при нанесенні на профіль геологічної будови. Вони наносяться на основу профілю умовними стандартними позначеннями. Стратиграфічні межі можуть збігатися з горизонталями або проходити між ними. Інакше шляхом інтерполяції слід визначити їх висоту над рівнем моря і

написати її значення навпроти відповідного значка. Навпроти кожного шару, який виходить на поверхню землі, слід поставити його геологічний індекс, а навпроти свердловини – її порядковий номер. Усі ці позначення і підписи при побудові профілю мають допоміжний характер, тому їх слід наносити звичайним м'яким олівцем, щоб згодом можна було легко стерти.

Закінчивши підготовчу роботу, слід приступити до побудови гіпсометричного профілю. Для цього з кожної мітки на основі профілю, відповідної горизонталі уявно відновлюють перпендикуляр до висоти, яка відповідає абсолютній висоті горизонталі, і на цьому рівні ставлять на міліметровці точку. Отримані в такий спосіб точки потім з'єднують плавною кривою лінією від руки або за допомогою лекала. Цю роботу слід проводити не механічно, а з урахуванням істинного обрису рельєфу. Для цього необхідно уявляти собі розташування від'ємних та додатних форм рельєфу на лінії профілю. Якщо підписи горизонталей відсутні, слід звернути увагу на різні додаткові ознаки (річки, озера, болота), які можуть допомогти у визначенні їх абсолютної висоти. Якщо дві горизонталі і відповідні їм точки профілю перебувають на одному рівні, а в обидва боки від них йде пониження, то ці точки слід з'єднати випуклою догори лінією. Якщо дві однакові за абсолютною висотою горизонталі перебувають у пониженні (наприклад, окопуючи дно балки або улоговини), то лінія, яка з'єднує відповідні їм однакові за висотою точки на профілі, повинна бути увігнутою донизу. Якщо кількість точок, які лежать на одному рівні, більше двох, то в такому разі між ними проводиться крива лінія, яка змінно вигинається то вгору, то вниз. При цьому між першими однаковими точками рисується пониження, якщо вони розташовані біля підосви схилу, або підвищення, якщо вони лежать біля вершини горба. Ці підвищення і пониження між однаковими за висотою точками повинні бути меншими, ніж половина перетину горизонталей.

У місцях перетину лінією профілю річок, озер, ставків і морів необхідно показати рівень води у цих водоймах у вигляді прямої горизонтальної лінії, яка лежить на відмітці рівня водойм. Приблизно окреслюють профіль дна водойм із урахуванням даних глибини. Яри зображають за допомогою вертикальних ліній, які з'єднують краї обриву з його підосвою. Висота краю обриву повинна відповідати тій горизонталі, яка входить в обрив у місці перетину його лінією профілю. Якщо профіль

перетинає обрив між горизонталями, то слід провести інтерполяцію. Для того, щоб визначити абсолютну висоту підосви обриву, треба визначити найвищу горизонталь і додати до її відмітки один перетин горизонталей. Наприклад, якщо під обривом проходить 100 горизонталь, а перетин рельєфу на карті становить 2 м, тоді підосва обриву лежить на висоті $100+2$ і дорівнює 102 м.

Після того, як гіпсометричний профіль побудовано, необхідно його ретельно перевірити, а потім нанести на нього свердловини і межі пластів, які виходять на земну поверхню. Гирла свердловин позначають жирними точками, над якими підписують порядкові номери свердловин. Свердловини слід наносити якомога точніше, використовуючи дані про абсолютні відмітки їх гирл. Границі пластів позначають лініями, між якими підписують індекси вище лінії профілю.

Після цього на профіль наносять дані про внутрішню будову земної кори. Із точок, які відповідають гирлам свердловин, проводять прямі лінії до відмітки вибою, де ставлять невеликі горизонтальні риски. Потім на кожному з цих ліній переносять межі шарів. Дані про абсолютні відмітки покрівлі та підосви кожного пласта беруть із опису свердловини. Навпроти кожного з них підписують відповідний індекс. Після цього проводять межі шарів між свердловинами, вказуючи нахил пластів і вихід на земну поверхню.

Починають цю роботу з проведення покрівлі найдавнішого шару і послідовно переходять до проведення меж молодших стратиграфічних підрозділів. При виконанні цієї операції слід з'єднувати в єдиний шар однакові за віком породи, які мають однакові індекси.

Слід пам'ятати, що однакові за віком породи можуть залягати на різних гіпсометричних рівнях, а інколи й перериватися в результаті денудації.

Коли будь-який шар є в одній зі свердловин, а в суміжній свердловині він відсутній, то це може бути пов'язано з виклинюванням шару або з тим, що свердловина не досягла його через незначну глибину.

Показуючи виклинювання шарів, слід брати до уваги їх вік, зображуючи клин так, щоб молоді породи не заходили під давніші. Перед тим, як зобразити виклинювання будь-якого шару, слід спочатку нарисувати покрівлю пласта, який лежить нижче, а потім звести його, що зазвичай робиться на $\frac{1}{2}$ відстані між свердловинами. Якщо виклинювання пов'язано з виходом пласта на земну поверхню, то в такому разі покрівлю й підосву в свердловині слід

з'єднати з відповідними межами на профілі. Якщо суміжна свердловина не досягла шару через невелику глибину або через зниження його покрівлі, що може бути пов'язано із денудацією або із вигином пласта в результаті тектонічних рухів земної кори, слід знайти цей шар у наступній свердловині й протягнути межу. Покрівлю такого шару показують при цьому трохи нижче від вибою тих свердловин, які його не досягли.

Слід пам'ятати, що вибої свердловин не з'єднуються з межами шарів. Вони повинні вільно закінчуватися у тих або інших шарах, а межі пластів повинні проходити або вище, або нижче вибоїв свердловин. Винятком може бути випадок, коли буріння було зупинено саме на межі двох пластів. Але і в такому разі шар, що залягає нижче, має бути зображений дещо вище.

Залежно від конкретних умов геологічної будови території межі між шарами можуть мати певні особливості. У зв'язку з цим необхідно брати до уваги вік шарів, генезис гірських порід, історію розвитку земної кори, зв'язок рельєфу земної поверхні зі структурою корінних порід і особливостями залягання пухких четвертинних відкладів.

Кожний тип відкладів має особливості залягання. Так, морські відклади залягають на рівнинах, зазвичай горизонтально або майже горизонтально. При оформленні профілів для цих територій пласти покривають горизонтальним штрихуванням. Однак покрівля і підосва пластів можуть бути нерівними і мати суттєвий нахил. Такими їх слід зображувати на профілі, якщо на це вказують результати буріння. Нерівності покрівлі часто бувають пов'язані з денудацією. Нерівності підосви зазвичай визначаються особливостями рельєфу, який передував морській трансгресії.

Континентальні породи флювіального генезису (болотяні, озерні, річкові, водно-льодовикові) слід показувати у вигляді лінз. Винятком є відклади водно-льодовикового генезису, які часто відкладалися без відповідності рельєфу порід, які залягають нижче. Водно-льодовикові відклади на земній поверхні створювали додатні форми рельєфу, тому шари флювіогляціальних порід можуть мати на профілі форму лінз.

Давні річкові відклади слід зображувати на терасах долин, причому на вищих терасових виступах слід показувати давніші породи. Алювій кожної тераси зображують шаром однакової потужності. Біля тилового шва тераси повинен бути показаний контакт річкових відкладів із породами схилів долини або з давнішим алювієм тераси,

розташованої вище. Слід пам'ятати, що в цьому місці алювій може бути перекритий деловієм, який був знесений зі схилу долини.

У розрізі алювій має, як правило, двочленну будову, яку необхідно відобразити на профілі. Знизу зазвичай залягають крупнозернисті піски, гравій або галька, які нагромадились у руслі річки (руслова фація алювію). Вище за розрізом вони поступово заміщуються більш дрібнозернистим матеріалом (середньо- та дрібнозернисті піски), який переходить у супіски, суглинки, алевроліти, глини, які нагромадились під час повені на поверхні заплавної тераси (заплавна фація алювію). Місцями серед руслового алювію виявляють лінзи глин, збагачені органічними залишками. Вони утворились у відокремлених від річки ділянках її колишнього річища або в озерах, які виникли на місці залишених річкою річищ (старична фація алювію). Ширину лінз старичного алювію слід позначати відповідно до ширини тих старичних водойм, в яких цей алювій відклався. На наймолодших терасах стариці мають вигляд більш або менш чіткого, вигнутого в плані пониження. На заплавах вони зазвичай являють собою старичні озера, в яких старичні відклади нагромаджуються і далі.

Різноманітні фації алювію позначають лише після проведення меж між алювієм конкретної тераси і породами іншого віку та походження.

Делювіальні відклади залягають пластами, збільшуючи їх потужність у пониженнях рельєфу та біля подошви схилів.

Після того, як на профілі проведено межі різновікових шарів, деякі з них слід розділити на прошарки другого порядку, які відрізняються один від одного за літологією. Це пов'язано з тим, що єдиний за часом свого утворення шар може складатись із різноманітних порід, які неодноразово змінюють одна одну в горизонтальному або вертикальному напрямках (фаціальні зміни). Так, наприклад, у товщі алювіальних відкладів спостерігаються руслова і заплавна фації алювію, які заміщують одна одну по вертикалі, а в морських утвореннях можуть спостерігатись мілководні та глибоководні фації, які заміщують одна одну як у розрізі, так і по латералі.

Зіставляючи свердловини при фаціальних змінах, слід звертати увагу не на вік порід, а на їх літологію. Іншими словами, в межах одного стратиграфічного горизонту вапняки слід з'єднувати з вапняками, глини – з глинами, піски – з пісками і т.п. Якщо будь-який шар в одній свердловині є, а в іншій його немає, то необхідно показати виклинювання або фаціальне заміщення його іншими одновіковими

породами. Ця робота проводиться лише в тому разі, якщо в описі свердловин наведено поділ шарів за їх літологічною будовою.

Після того, як проведено межі всіх шарів, у середині кожного шару вписують стратиграфічний індекс (вік і генезис відкладів). Свердловини та їх порядкові номери зберігають. Коли шар відкладів займає невелику площу, то його індекс можна нанести над землею поверхнею. Розфарбовування найнижчого шару слід обірвати трохи нижче вибою найглибших свердловин. Тим самим показати, що положення підосви цього шару не з'ясоване. Літологічний склад гірських порід наносять на профіль після розфарбовування за допомогою штрихових позначень. Штрихування порід виконують відповідно до прийнятих графічних позначень літологічного складу відкладів. Над лінією профілю надписують назви геоморфологічного навантаження (елементи і форми рельєфу) – «русло», «заплава», «перша надзаплавна тераса», «стариця», «балка», «яр». Надписи роблять горизонтально.

Побудову розрізу завершують нанесенням на нього геоморфологічного навантаження. Лініями різного типу зображують контури рельєфу давніх континентальних періодів, які з'ясовуються за відсутності в розрізі відкладів певного віку. Якщо на території існував льодовик, то необхідно нанести контури рельєфу дольодовикового, міжльодовикового і післяльодовикового періоду.

Вище профілю зазначають назву, наприклад «Геолого-геоморфологічний профіль через долину р. Случ по лінії I–I», нижче або праворуч від профілю – легенду, горизонтальний і вертикальний масштаб, ім'я і прізвище виконавця. Легенда профілю повинна складатися з трьох частин: стратиграфічної, літологічної, геоморфологічної. У легенді вказують вік і генезис відкладів, їх літологічний склад.

Стратиграфічні індекси і відповідне пояснення розміщують у віковій послідовності (від молодших відкладів до давніших). Приклад оформлення геолого-геоморфологічного профілю зображений на рис. Д10.1 дод. 10, CD.



Контрольні запитання та завдання

1. Що таке геолого-геоморфологічний профіль?
2. Яка відмінність між геологічним розрізом і геолого-геоморфологічним профілем?
3. Охарактеризуйте етапи побудови геолого-геоморфологічного профілю.



Тема 11

ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ

Гідрогеологія – це наука про підземні води, умови їх утворення, залягання, руху і формування хімічного складу.

До підземних вод належать усі води, які містяться в ґрунтах і гірських породах нижче поверхні Землі в рідкому, твердому і газо-подібному стані (за винятком кристалізаційної води). Підземні води містяться в порах, тріщинах і карстових порожнинах і відповідно поділяються на *порові*, *тріщинні* та *карстові* води. Вони є частиною водної оболонки Землі – гідросфери і тісно пов'язані з поверхневими водами та водами атмосфери. Внаслідок такого взаємозв'язку підземні води беруть участь у загальному колообігу води в природі.

Шари гірських порід, що містять підземну воду, називаються *водоносними горизонтами*. Шари водонепроникних порід називаються *водотривкими*. Поверхня порід, яка підстеляє водоносний горизонт, називається *підшовною водоносного горизонту*, а яка покриває його – *покрівлею*.

Вода, яка міститься в гірських породах, поділяється на *пароподібну*, *фізично міцнозв'язану*, *плівкову*, *капілярну* (*капілярно-підвішену та капілярно-підтягнуту*), *гігроскопічну*, *гравітаційну* (*крапельно-рідку*). Гірську породу, яка містить гравітаційну воду, називають *водоносною*, а породу, яка містить інші види води, – *вологою*.

За походженням виокремлюють декілька типів підземних вод: *інфільтраційні підземні води* утворюються в результаті просочування (інфільтрації) у водопроникні гірські породи атмосферних опадів; *конденсаційні підземні води* утворюються в результаті конденсації водяних парів повітря в порах і тріщинах гірських порід в умовах жаркого клімату і невеликої кількості опадів; *седиментогенні підземні води* утворюються одночасно з осадами на дні водойм; *ювенільні підземні води*, або *магматогенні*, утворюються в місцях магматичної діяльності; *відроджені*, або *дегідратаційні*,

води утворюються в результаті виділення з мінеральних мас, які містять кристалізаційну воду.

Безпосередньо під поверхнею землі залягає верховодка.

Верховодка – це тимчасове скупчення підземних вод на поверхні невеликого, неглибокого водотривкого пласта. Вона може мати невелику потужність, незначне поширення і в посушливі періоди зникати.

Грунтовими водами називають перший від поверхні землі водоносний горизонт (не беручи до уваги верховодку). Зазвичай він не перекривається водотривкими породами і тому є безнапірним. Якщо рівень води водоносного горизонту вище його покрівлі, то така вода називається *напірною*.

Свердловини, які розкривають напірний водоносний горизонт, називаються *артезіанськими*. Рівень, до якого піднімається напірна вода, утворює *п'єзометричну поверхню*.

Поверхня безнапірних ґрунтових вод називається *дзеркалом ґрунтових вод*.

Міжпластові безнапірні води відрізняються від ґрунтових тим, що розташовуються між двома водоопірними шарами. Такі води розвинуті переважно в умовах розчленованого рельєфу і залягають вище базису (місцевої гідрографічної сітки). Вони не заповнюють порожнину водоносного шару і виходять у вигляді джерел біля берегових схилів ярів і річок. Міжпластові води є проточними і за умовами переміщення аналогічні до низхідних ґрунтових вод.

Напірні, або артезіанські, міжпластові води – це підземні води водоносних горизонтів, які перекриті і підстеляються водонепроникними пластами гірських порід і розташовуються на значних просторах і глибинах поза сферою впливу місцевих річок, ярів та інших понижень. Найбільш сприятливі умови для формування напірних вод створюються в межах різноманітних тектонічних прогинів земної кори, а також при моноклінальному заляганні гірських порід.

У формуванні підземних вод, а також швидкості їх руху велике значення мають ступінь і характер водопроникності порід.

Водопроникність гірських порід – це здатність гірських порід пропускати через себе гравітаційну воду.

За ступенем водопроникності всі гірські породи поділяються на групи: *добре водопроникні* (валунник, галечник, гравій, крупнозернисті піски); *водопроникні* (середньо-, дрібнозернисті піски, тріщинуваті пісковики та ін. породи, закарстовані вапняки, доломіти);

слабопроникні (супіски, леси, мергелі); *відносно водонепроникні* (глинисті пісковики); *непроникні* або *водотривкі* (глини, важкі суглинки, торф, масивні кристалічні і зцементовані осадові породи).

Областю живлення водоносного горизонту називають місце, де в нього надходить вода з атмосфери, водоймищ або інших водоносних горизонтів, а *областю розвантаження* або *дренування* – місце, де вода з водоносного горизонту виливається у вигляді джерела або пластового виходу.

Рівень, кількість і якість ґрунтових вод протягом часу змінюються залежно від кліматичних умов і, особливо, кількості атмосферних опадів. При цьому деякі шари гірських порід періодично заповнюються водою або осушуються. На підставі цього в просторі від поверхні Землі до водотривкого ложа виділяють три зони: *аерації*; *періодичного насичення водою*; *постійного насичення водою*.

Особливістю гідрогеологічних умов районів розвитку багаторічно мерзлих порід є те, що мерзлі породи водотривкі. У масивах багаторічно мерзлих порід трапляються такі типи водоносних горизонтів: а) *надмерзлотні води*, які містяться в шарі сезонного відтавання і неправдивих таликів; б) *міжмерзлотні і внутрішньомерзлотні води*, розташовані в шарах талих порід, що обмежені багаторічно мерзлими породами (у першому випадку, які мають зв'язок з іншими типами підземних вод, а в другому – які не мають зв'язку); в) *води наскрізних таликів*, які беруть участь у водообміні поверхневих та підземних вод; г) *підмерзлотні води*, які зосереджені в першому від підшови шарі багаторічномерзлих порід водоносного горизонту.

Хімічний склад підземних вод залежить від їх походження, а також від ступеня і характеру водообміну і взаємодії з гірськими породами, у яких вони протікають. Гідрохімічні типи підземних вод визначають за вмістом переважаючих аніонів і катіонів та їх поєднанням. Найбільш поширені в підземних водах аніони HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- та катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ . Їх поєднання визначає основні властивості вод (лужність, солоність, жорсткість). Виокремлюють такі класи вод: *гідрокарбонатні*; *сульфатні*; *хлоридні*; *кальцієві*; *натрієві*; *магнієві* та *змішані*. У природі спостерігається широтна і вертикальна гідрохімічні зональності підземних вод.

Мінеральними називають підземні води, які чинять фізіологічну дію на організм людини і використовуються для лікування. Лікувальні властивості їх визначаються підвищеною температурою і вміс-

том деяких хімічних елементів. Мінеральні води поділяють на дві основні групи: *води без специфічних компонентів і властивостей* (сульфатні та хлоридні); *води специфічного складу* (миш'яковисті, бромні, залізисті, сульфатні, радонові, води зі значною кількістю органічної речовини та ін.).

Для вивчення і картування підземних вод проводять комплекс польових досліджень – *гідрогеологічні зйомки*, метою яких є складання гідрогеологічних карт. Гідрогеологічні зйомки включають гідрогеологічні, геологічні, геофізичні, інженерно-геологічні та гідрогеохімічні дослідження.

Масштаби гідрогеологічних зйомок залежать від завдань гідрогеологічних досліджень: для оглядових карт – 1:500000; для зображення загальних гідрогеологічних умов – 1:200000 – 1:100000; для обґрунтування вибору ділянок водозаборів і вивчення обводненості родовищ корисних копалин – 1:50000 – 1:10000. Кожен масштаб зйомки передбачає певну кількість точок спостережень, установлених чинними нормами на геологорозвідувальні роботи. У результаті проведення гідрогеологічної зйомки складають гідрогеологічну карту (рис. Д11.1 дод. 11, CD).

Гідрогеологічна карта – це картографічне зображення узагальненої інформації про гідрогеологічні умови певної території.

На ній показано умови залягання і склад водовмісних порід, їх стратиграфічне положення, характер живлення та розвантаження, напрямки руху, хімічний склад підземних вод тощо. Обов'язковими елементами гідрогеологічної карти є умовні позначення (легенда), гідрогеологічні розрізи та колонки. Умовні позначення наносять за допомогою систематизованих у певному порядку умовних знаків, які відображають зміст карти і розрізів. Умовні позначення складаються з таких основних розділів: гідрогеологічні підрозділи (водоносні горизонти, комплекси, водотривкі товщі); водопункти і водозабірні споруди (джерела, свердловини, колодязі та ін.); гідрогеодинамічні показники; хімічний склад підземних вод; гідрогеологічне районування; інші ознаки (газовий склад вод, антропогенне забруднення і т. ін.).

Існує декілька типів гідрогеологічних карт. Найпоширенішим є тип *зведеної гідрогеологічної карти*, яка ґрунтується на матеріалах чотирьох карт: карти фактичного матеріалу, карти основних водонесних горизонтів, карти водонесності порід дочетвертинного віку та карти водонесності четвертинних відкладів.

На карті *фактичного матеріалу* вказують пункти відбору проб води – свердловини, джерела, колодязі. Біля кожного водопункту ліворуч записують його номер, праворуч – глибину до рівня води і позначку статичного рівня.

На карті *основних водоносних горизонтів* виділяють контури їх поширення, вказують літологічний склад та опорні гідрогеологічні свердловини.

На картах *водоносності порід дочетвертинного і четвертинного віку* вказують гідрогеологічні райони, вік та літологічний склад і водоносність порід, позначають опорні бурові свердловини, колодязі, джерела.

Вік гірських порід зображають кольорами, які відповідають кольорам геологічної карти, а літологічний склад порід – умовними позначками чорного кольору. Гідрогеологічні райони, які характеризують розподіл тих чи інших водоносних горизонтів на території досліджень, глибину та умови їх залягання, водоносність порід, хімічний склад підземних вод й інші гідрогеологічні фактори оконтурюють потовщеними лініями з цифровими позначеннями району.

На гідрогеологічній карті позначають розвідані родовища питних підземних вод, ділянки зниження рівнів підземних вод (ділянки депресій), а також райони їх техногенного забруднення.

Зміст спеціальних гідрогеологічних карт залежить від мети досліджень. Це можуть бути карти з гідродинаміки, гідрогеохімії, запасів і ресурсів вод. До карт додається пояснювальна записка.

Кожна з гідрогеологічних карт супроводжується *геолого-гідрологічним розрізом* (одним або кількома). Лінію розрізу проводять на карті, позначаючи як і у випадку з геологічним розрізом, великими літерами (А – А) або римськими цифрами (І – І). Розріз складають за даними випробування підземних вод у свердловинах. На *гідрогеологічному розрізі*, який будується за принципами геологічного, вказують гідрогеологічні горизонти і водотриви, хімічний склад і температуру підземних вод, а також напрямки їх руху, живлення й розвантаження та інші параметри підземної гідросфери.

Гідрогеологічна колонка відображає узагальнений порядок просторового положення в земній корі водоносних горизонтів і комплексів та водотривих товщ. На ній кольором і позначками вказують літологічний склад відкладів, коефіцієнт фільтрації, хімічні типи вод та деякі інші характеристики.

Карта гідроізогіпс відображає рівень дзеркала ґрунтових вод, за нею можна визначити напрямок руху і величину ухилу ґрунтового потоку, глибину й характер залягання рівня ґрунтових вод та його співвідношення з рельєфом місцевості.

Гідроізогіпси – це ізолінії поверхні ґрунтових вод.

За наявності стратоізогіпс поверхні водотривкого ложа можна легко визначити потужність водоносного горизонту на певній ділянці. Залежно від призначення карти, гідроізогіпси можуть проводитися через 0,25...0,5 чи 1,0 м. Карта гідроізогіпс часто суміщається з топографічним планом досліджуваної ділянки, тоді окрім характеру формування горизонту ґрунтових вод можна визначити глибину до рівня води в певній точці на плані та напрямок потоку ґрунтових вод.

Карту гідроізогіпс складають для певної території або площадки на підставі даних вимірів води в колодязях, свердловинах чи інших виробках. Тому для складання такої карти необхідно мати відомість вимірів рівнів ґрунтових вод (табл. 11.1); план площадки з нанесенням виробок, що розкрили ґрунтові води (рис. Д11.2 дод. 11, CD).

Таблиця 11.1

Відомість вимірів рівнів ґрунтових вод (приклад)

Номер спостережних свердловин	Висотні позначки устя свердловин, м	Глибина до рівня ґрунтових вод від поверхні землі, м	Висотні позначки рівнів ґрунтових вод, м
1	55,6	3,3	52,3
2	56,7	5,2	51,5
3	58,6	5,2	53,4
4	58,7	3,3	55,4
5	59,4	3,2	56,2
6	57,3	3,1	54,2
7	59,3	2,8	56,5
8	61,3	4,2	57,1
9	63,3	3,9	59,4

Карти гідроізогіпс дозволяють визначати області живлення і розвантаження підземних вод, характер зв'язку цих вод із річками, напрям ґрунтового потоку; значення ухилу ґрунтового потоку (для цього перевищення однієї гідроізогіпси над другою ділять на віддаль між ними); глибину ґрунтових вод у будь-якому місці, якщо

на карті є горизонталі поверхні землі; глибину ґрунтових колодязів, що проектуються у позначених місцях; обирати ділянки, придатні для закладання підземних сховищ; давати орієнтовну характеристику інженерно-геологічних умов на ділянках, які обирають під будівництво.

Методика побудови карти гідроізогіпс має такий алгоритм. На аркуші паперу в заданому масштабі розташувати свердловини за номерами, вказати відмітки устя, глибини до води. Обчислити відмітки рівня ґрунтових вод (РГВ) як різницю між відміткою устя і глибиною до води (рис. Д11.2–11.3 дод. 11, CD).

За відмітками устя свердловин, а також поверхні води шляхом інтерполяції (наприклад, за допомогою палетки) через кожен сторону та діагональ квадратів провести горизонталі (рис. Д11.4–11.5 дод. 11, CD) та гідроізогіпси (рис. Д11.6–11.7 дод. 11, CD) із заданим перерізом.

Напрямок потоку ґрунтових вод показати стрілкою у кожному квадраті (рис. Д11.8 дод. 11, CD).

Створити умовні позначення до карти (позначення свердловин, горизонталей, гідроізогіпс, місць написання позначок устя, рівня ґрунтових вод, номерів виробок, глибини до РГВ).

Якщо це можливо, то визначити глибину залягання ґрунтових вод. Для цього треба знайти точки перетину гідроізогіпс із горизонталями рельєфу місцевості. Глибина залягання ґрунтових вод у таких точках дорівнює різниці відміток горизонталей рельєфу і гідро-ізогіпс.

Для встановлення характеру потоку підземних вод проводять перпендикулярно до гідроізогіпс лінії, які називаються лініями току. Якщо вони паралельні між собою, потік підземних вод вважається плоским. Можливі потоки, які радіально розходяться і радіально сходяться.



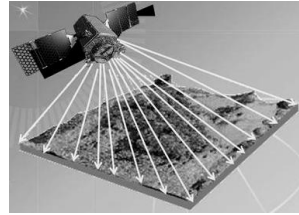
Контрольні запитання та завдання

1. Що вивчає гідрогеологія?
2. У яких станах міститься вода в гірських породах?
3. На які типи поділяються підземні води?

4. Що таке водоносний горизонт?
5. Як поділяються підземні води за походженням?
6. Чим відрізняються ґрунтові, напірні та артезіанські води?
7. Яка мета проведення гідрогеологічних зйомок?
8. Яку інформацію відображають на гідрогеологічних картах та розрізі?
9. Що таке карта гідроізогіпс?
10. Як визначити глибину рівня ґрунтових вод у даній точці за картою гідроізогіпс?
11. Як визначити потужність водоносного горизонту?
12. Як визначити напрямок фільтрації води за картою гідроізогіпс?

Тема 12

ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ НА АЕРОФОТО- І КОСМОЗНІМКАХ



Дистанційне зондування Землі – це вивчення поверхні Землі на значній відстані за допомогою зйомок з авіаційних і космічних носіїв для вивчення і тематичного картографування досліджуваних об'єктів. Серед різних аспектів дистанційного зондування особливої актуальності набувають аеро- і космічні зйомки Землі під час геологічних досліджень. Дистанційні методи в геології являють собою комплекс технологій і методів вивчення закономірностей будови і розвитку літосфери з літаків, космічних апаратів та інших носіїв візуально або різними приладами шляхом дешифрування запису фізичного поля Землі.

Матеріали аеро- і космічних фотозйомок застосовують в усіх видах геологічних досліджень. На їх підставі проводять геолого-знімальні та пошукові роботи всіх масштабів; вивчають тектоніку і геодинамічний режим територій; виявляють структурні чинники, які контролюють розміщення рудної мінералізації, пасток нафти і газу; виконують гідрогеологічні, інженерно-геологічні, геоморфологічні та еколого-геологічні дослідження.

На сьогодні в геології використовують різні види аерокосмічних зйомок, які дозволяють вивчати геологічні об'єкти у видимій та ближній інфрачервоній області електромагнітного спектра, в тепловому інфрачервоному (середньому, дальньому) діапазоні і радіохвильовому (радарному) спектральному інтервалі. Якщо під час аерозйомки електромагнітні коливання Землі можуть бути зафіксовані за висот не більше 25 км, то під час використання космічних апаратів висота зондування земної поверхні необмежена. Завдяки значним висотам зйомки збільшується площа досліджуваних геологічних об'єктів і, як наслідок, покращується оглядовість і геоінформативність матеріалів дистанційних зйомок.

Методи дистанційного зондування розрізняють залежно від апаратури і носіїв, які використовуються при зйомках Землі. Виокремлюють дві основні групи дистанційних методів – фотографічні і нефотографічні, або оптико-електронні. Аерокосмічне фотографування ґрунтується на принципі прямого оптичного проектування видимих променів на світлочутливі фотошари. Таке зондування земної поверхні проводять у видимому і ближньому інфрачервоному спектральному інтервалі. У дистанційних нефотографічних методах реєстрацію електромагнітного випромінювання проводять в інших ділянках спектра шляхом електронно-оптичних перетворень електричних сигналів. Використання під час зондування Землі авіаційних і космічних носіїв знімальної апаратури дозволяє розділити дистанційні методи на аеро- і космічні.

Особливу групу дистанційних методів становлять зорово-інструментальні спостереження земної поверхні. Їх проводять космонавти з пілотованих кораблів і довгострокових орбітальних станцій. Важливу роль при геологічних дослідженнях, особливо важкодоступних тайгових районів, відіграють аеровізуальні спостереження з борту літака або вертольота.

Для зйомки земної поверхні з авіаційних і космічних апаратів використовують такі діапазони хвиль: видимий діапазон 0,4–0,8 мкм; ближній інфрачервоний (ІЧ) діапазон 0,8–1,5 мкм; тепловий інфрачервоний діапазон 3,5–5 і 8,0–14 мкм; надчастотний радіодіапазон 0,3–100 см. Для геологічних цілей найбільшу геоінформативність має видимий і ближній інфрачервоний діапазон.

Геологічні об'єкти (гірські породи, структурні елементи, форми рельєфу земної поверхні) випромінюють електромагнітні хвилі, які містять як власне випромінювання, так і відбите випромінювання енергії Сонця. Експериментальними дослідженнями встановлено, що величина і характер електромагнітних коливань значною мірою залежить від структурних і літологічних особливостей поверхні літосфери. Завдяки наявним відмінностям в електромагнітному випромінюванні різних геологічних утворень можна застосовувати для їх вивчення методи дистанційного зондування.

Аналіз спектральної відбивної здатності геологічних утворень показує, що найбільший обсяг геоінформації можна отримати при дистанційному зондуванні у видимій і ближній ІЧ-області спектра – 0,4–1,5 мкм.

Залежно від апаратури, яку використовують під час дистанційної реєстрації відбитого або власного електромагнітного випромінювання Землі, виокремлюють такі види аерокосмічних зйомок земної поверхні: фотографування (0,4–0,9 мкм), телевізійна зйомка (0,4–1,1 мкм), багатоспектральна сканерна зйомка (0,3–12,6 мкм), спектрометрування (0,4–2,5 мкм), тепла ІЧ-зйомка (3,5–5 і 8,0–14 мкм) і радіолокаційна зйомка (0,3 см і більше).

Серед широкого спектра дистанційних методів найважливішу роль у геологічних дослідженнях відіграють аерокосмічні фотозйомки Землі. Фотографічну зйомку проводять із повітряних та космічних літальних апаратів фотокамерами, які мають об'єктиви з різною фокусною відстанню. За однакової висоти зйомки що більш довгофокусний об'єктив фотокамери, то більший масштаб отриманих знімків. Застосовуючи для зйомок багатозональні фотокамери, можна фотографувати земну поверхню у вузьких спектральних зонах.

Аерофотозйомку проводять з авіаційних носіїв, зазвичай у масштабі 1:25000 і більше. Рациональною є аерофотозйомка за допомогою двох аерофотоапаратів, які працюють синхронно. Завдяки такій зйомці можна проаналізувати різномасштабні аерофотознімки однієї і тієї ж території за однакових природних умов.

Залежно від характеру покриття місцевості аерофотознімками розрізняють маршрутну і площову аерофотозйомку. Маршрутна аерозйомка передбачає повітряне фотографування смуги місцевості за визначеним маршрутом, наприклад, по долині великої ріки. Площове аерофотографування проводять тоді, коли необхідно зафіксувати значну територію для геологічного картографування. Така зйомка проводиться за прямолінійними паралельними маршрутами. Отримані за площового аерофотографування аерофотознімки перекриваються між собою. Поздовжнє перекриття між знімками становить не менше 57–60 % від розміру кадру і збільшується в гірських районах. Перекриття між аерофотознімками суміжних маршрутів (поперечне перекриття) зазвичай становить 30–40 %. Така аерозйомка земної поверхні дозволяє пов'язати аерофотознімки між собою, сприяє стереоскопічному дешифруванню геологічних об'єктів, виготовленню фотосхем (планів) як основи для складання геологічних карт.

Фотозображення ландшафту істотно змінюється залежно від умов освітлення, стану атмосфери, фази вегетації рослинного покриву і ступеня зволоженості земної поверхні.

Вологість знижує яскравість (відбивну здатність) природних об'єктів, особливо пухких відкладів, не покритих рослинністю, і створює цим значні контрасти яскравості між сухими і вологими ділянками поверхні однакового речовинного складу.

Якщо аерозйомка проведена на розораних землях, а також у степових і напівпустельних районах навесні, до початку вегетації і цілковитого просихання ґрунту, то глибинні структури, від яких залежить швидкість і ступінь просихання поверхні, «просвічують» через пухкі відклади і добре дешифруються на аерофотознімках. Після повного просихання ґрунту контрасти зникають, і на аерофотознімках, відзнятих пізніше, виявити ці структури вже неможливо. Різниця вологості зазвичай сприяє виокремленню пухких відкладів різного віку та складу.

Шар атмосфери, розташований між об'єктивом аерофотоапарату і поверхнею Землі, має певну яскравість, спричинену розсіюванням прямого сонячного світла. Це явище називають повітряним або атмосферним серпанком. Повітряний серпанок створює тло, яке істотно знижує контрасти природних об'єктів. Його вплив залежить від висоти фотографування, вологості, забруднення атмосфери і висоти Сонця.

На висоті фотографування до 0,5 км вплив серпанку незначний. Зі збільшенням висоти до 3 км він зростає пропорційно до висоти, далі зростання сповільнюється, і, починаючи з висоти 7–10 км, практично зупиняється. Повітряний серпанок знижує контраст між темними об'єктами сильніше, ніж між світлими. Зйомка при висоті Сонця 15–20° навіть за доброї видимості призводить до того, що більшість темних об'єктів місцевості на знімку зливається в загальний фон. Для зменшення впливу серпанку використовують світлофільтри, які відсікають синьо-фіолетову частину спектра. Світлофільтр зменшує вплив серпанку, але не усуває його.

Аерознімальний період починається навесні, після цілковитого звільнення поверхні Землі від снігу та паводкових вод, і триває до першого осінньо-зимового снігопаду. Протягом цього періоду аерофотозйомку можна проводити лише в ясні, безхмарні дні за доброї видимості.

Значну групу дистанційних методів геологічних досліджень утворюють аерокосмічні знімки Землі, проведені за допомогою нефотографічних знімальних систем. Таке зондування земної поверхні

виконують телевізійні камери, сканувальні пристрої, спектрометрична апаратура, радіолокатори тощо. Залежно від використовуваних знімальних систем, оптико-електронні методи дозволяють вивчати геологічні об'єкти в широкому інтервалі електромагнітних хвиль: від видимого спектра до надчастотного радіодіапазону. Ця група методів дистанційного зондування включає телевізійну зйомку, багато-спектральну сканерну зйомку, спектрометрування, теплову інфрачервону й радіолокаційну зйомки.

Багатоспектральну зйомку виконують сканерними системами, встановленими як на космічні, так і на авіаційні апарати. У багатозональних сканерах випромінювання, яке надходить від природного об'єкта, відбивається від сканувального елемента і потрапляє через об'єктив до точкового датчика. Прилад перетворює світловий сигнал на електричний і розділяє його на ряд зон (смуг-сканів), кожен елемент яких (пікселів) реєструється окремо. У результаті перетворення вихідного багатовимірного простору природних утворень формується інший багатовимірний простір у вигляді сканерного зображення. Кожному елементу такого зображення відповідає яскравість випромінювання природних утворень, які перебувають у момент реєстрації в полі зору сканувального пристрою. За сканерної зйомки використовується ділянка видимого спектра електромагнітного випромінювання та ІЧ-діапазон. Особлива риса сканерних пристроїв – здатність відтворювати зображення земної поверхні у вузьких зонах – до 40 нм.

Дистанційне спектрометрування Землі дозволяє вимірювати спектральний склад випромінювання, відбитого природними об'єктами в діапазоні електромагнітного спектра 0,4–2,5 мкм. Відбите земною поверхнею випромінювання проходить у спектрометрах через збиральну оптичну систему і розділяється спеціальним пристроєм на спектральні складові. Їх амплітуди вимірюються і реєструються. ІЧ-зйомку проводять для реєстрації теплового випромінювання геологічних об'єктів з космічних апаратів і літаків в інтервалах довжин хвиль переважно 3,5–5 і 8–14 мкм. ІЧ-зондування проводять за допомогою сканувальних систем із подальшою візуалізацією радіаційних змін у формі теплових карт. Останні відображають просторово-часовий розподіл температурних контрастів земної поверхні і структурних форм літосфери. Порогова чутливість ІЧ-теплової апаратури становить 0,1–1 °К, що дозволяє фіксувати навіть незначні температурні відмінності геологічних об'єктів.

Радіолокаційна зйомка як один із видів дистанційних методів ґрунтується на використанні радіохвильової ділянки електромагнітного спектра 0,3–100 см. Особливої ефективності таке зондування набуває під час вивчення Землі і геології інших планет Сонячної системи, якщо їх поверхня закрита для спостереження (зйомки) щільною хмарністю, туманом. Радіолокаційне зондування можна проводити в будь-який час доби. Під час радіолокаційної зйомки широко використовують радіолокаційні станції бічного огляду. Матеріали радіолокаційних аерозйомок застосовують у регіональних геологічних дослідженнях.

Візуальні геологічні спостереження поділяють на аеровізуальні дослідження, які проводять геологи з повітряних апаратів (літаків, вертольотів), і візуальні спостереження з навколоземної орбіти, які виконують космонавти під час експериментів на пілотованих космічних кораблях і орбітальних станціях. Перевага цих методів полягає в тому, що спостерігач-дослідник бачить геологічні об'єкти під звичним ракурсом і в природній гамі кольорів і відтінків. Це дозволяє використовувати візуально-інструментальні методи для виявлення закономірностей будови і просторової диференціації проявів структурних форм літосфери, вивчення літолого-стратиграфічних комплексів гірських порід, виявлення негативних змін геологічного середовища в умовах техногенного впливу.

Аеровізуальні спостереження з борту літаків або вертольотів особливо ефективні під час геологічної зйомки і картографування в масштабах 1:200000–1:50000. Такі дослідження дають можливість визначити положення відслонень гірських порід в ерозійних врізах, оцінити прохідність місцевості, отримати інформацію про дешифрувальні ознаки геологічних об'єктів, відкоригувати геологічні маршрути і точки спостережень, що має важливе значення під час проведення польових робіт. Найчастіше аеровізуальні методи застосовують на стадії польових рекогносциувальних досліджень.

Дослідження будови літосфери із застосуванням аерокосмічної інформації ґрунтується на сучасних методах і технологіях геологічного дешифрування матеріалів дистанційної зйомки.

Геологічне дешифрування – це метод вивчення за аерокосмічними знімками морфології земної поверхні і особливостей будови літосфери. Дешифрування ґрунтується на аналізі взаємозв'язків геологічної будови з компонентами ландшафту, відображеними на аерокосмічних знімках.

Основними завданнями дешифрування геологічних об'єктів є дослідження структурних форм літосфери, їх взаємовідносин, генезису і відносного віку; виявлення і простежування на площі літолого-стратиграфічних комплексів, аналіз їх просторових і часових співвідношень; вивчення ступеня відображення геологічних об'єктів, у тому числі похованих структурних форм у ландшафтних особливостях земної поверхні; аналіз геоморфологічних особливостей території, з'ясування генезису форм рельєфу й їх віку; вивчення сучасних геологічних процесів; виявлення рудоконтролюючих структур під час прогнозування і пошуку корисних копалин; оцінка стану і змін верхньої частини літосфери в умовах техногенезу; уточнення, деталізація або створення нових карт (геологічних, тектонічних, геоморфологічних, інженерно-геологічних, сейсмічного районування, еколого-геологічних, прогнозно-мінералогічних та інших).

Під час дешифрування вдаються до трьох основних прийомів: зіставлення з еталонними знімками; зіставлення і порівняння об'єктів у межах одного знімка; логічна інтерпретація. За використовуваними засобами дешифрування поділяється на візуальне; візуально-інструментальне; інструментальне. Геологи найчастіше користуються двома першими видами.

За геологічного дешифрування використовують як прямі ознаки (форма, розмір, фототон), які відображають на знімку об'єкт безпосередньо, так і непрямі, що передають певні властивості об'єктів не прямо, а через інші явища: рослинність, ґрунт, обводненість і т.д.

Вважається, що незалежно від зображення й інформації, переданої ним, для дешифрування об'єкта достатньо дев'яти ознак.

Форма. Об'єкти ландшафту можна досить впевнено розпізнати за їх контурами або формою. Це справедливо як для природних, так і антропогенних об'єктів.

Розмір. У багатьох випадках важливо брати до уваги довжину, ширину, висоту, площу або об'єм зображених об'єктів. Часто про приблизний масштаб їх на знімку роблять висновок, порівнюючи їх із відомими елементами місцевості.

Фототон – ступінь почорніння зображення на знімку. Нормальний зір розрізняє 32–35 відтінків від білого до чорного кольору. На фототон впливають відбивна здатність об'єкта, його колір, освітленість, структура поверхні та ін.

Тінь. За тіншовим силуетом можна визначити форму об'єкта. Глибокі тіні на знімках гірських областей заважають дешифруван-

ню – наприклад, затушовують шаруватість, складчастість і т.д. Разом із тим підвищення щільності фототону вказує на розчленованість рельєфу.

Зовнішність. На знімках часто виявляють об'єкти подібної зовнішності. Ця обставина багато в чому полегшує дешифрування, особливо під час аналізу та картування складних геологічних утворень (метод подібності).

Текстура – важлива якісна характеристика фотозображення, яка тісно пов'язана з фототонном і дозволяє виділити ділянки зображення з однаковим малюнком, зумовленим поєднанням мікротонових відмінностей. До поширених текстур можна віднести гладкі, хвилясті, плямисті, лінійні та ін. Текстура застосовується разом з іншими ознаками. Наприклад, знімки різних порід можуть мати однаковий фототон, але різну текстуру.

Місцезнаходження. На заключних етапах дешифрування інтерпретацію і класифікацію низки об'єктів можна уточнити за їх місцезнаходженням щодо інших, уже розшифрованих об'єктів. Наприклад, складка незрозумілої природи, розташована між двома антикліналями є, ймовірно, синклінальною.

Розпізнаність на місцевості. Роздільна здатність знімка залежить від особливостей апаратури, за допомогою якої його отримали, від стану навколишнього середовища під час спостереження і від подальшої обробки отриманої інформації. Роздільна здатність лімітує розмір об'єктів, які можуть бути розпізнані.

Стереорозширення. Стереоскопічна модель зображення дає інформацію, яку неможливо отримати з окремого знімка.

Окрім зазначених ознак у практиці дешифрувальних робіт використовують рельєф, рослинність, ступінь зволоження поверхні і т.д.

Геоморфологічні ознаки, міцність порід і стійкість їх до процесів вивітрювання відіграють значну роль при формуванні макро- і мікроформ рельєфу. Велике значення мають тріщинуватість порід, їх тектонічна порушеність, які визначають характер і густоту річкової та яружно-балкової мережі. Чітко простежуються лінійні перевищення в рельєфі, які виникають над жилами і дайками тощо.

Рослинність. Деревна, чагарникова і трав'яниста рослинність часто розташовується вибірково на ґрунтах різного складу.

Ґрунти. Основними індикаторами ґрунтів є їх колірні відтінки, які проявляються на знімках під час застосування фототону. Забар-

влення ґрунтів переважно залежить від літологічних особливостей вихідних порід, особливо якщо ґрунти залягають безпосередньо на корінних породах.

Ступінь зволоження. Особливо впливає на видовий склад і густоту рослинності. Ця ознака має виняткове значення під час виявлення розривних порушень, а також поверхонь стратиграфічних незгод.

Успішне *дешифрування відкладів, які залягають горизонтально* (рис. Д12.1 дод. 12, CD), проводиться у разі, коли на знімках простежуються окремі фотомаркувальні пласти або горизонти. Такими пластами можуть бути витримані за простяганням скелясті карнизи на схилах чи різні за щільністю на знімках фототони, або особливі рослинність, ґрунтовий покрив тощо.

Шаруватість осадових порід передається чергуванням фототону різної щільності, яка залежить від природного забарвлення порід, їх фізичних властивостей, рельєфу, рослинності. Що різкіше відрізняються один від одного ці властивості, то більш чіткі межі шарів відображаються на знімку. За горизонтального рельєфу на великих площах може відслонюватися один шар. У такому разі на знімку видно поля з монотонним забарвленням, позбавлені шаруватості. За розчленованої поверхні межі між шарами мають складну конфігурацію, яка повторює горизонталі рельєфу. У лісових і степових районах рослинність тісно пов'язана зі складом корінних порід. На вапнистих ґрунтах деревна і трав'яниста рослинність рідкісна або зникає зовсім, її місце займають кущі, які надають зображенню на знімках смугоподібної або плямистої текстури. Форми мікрорельєфу, притаманні верствам різного складу, залежать від їх міцності – здатності протистояти процесам вивітрювання. За значної різниці цієї властивості на різних шарах виникають характерні форми мікрорельєфу, які дозволяють простежувати шари на значні відстані. В окремих випадках дешифрування знімків дозволяє виявити фаціальні зміни товщ. Вони виражені на знімках зміною щільності фототону, форм мікрорельєфу, рослинності і відображають особливості складу порід.

Під час *дешифрування товщ, які залягають похило* (рис. Д12.2 дод. 12, CD), окрім вирішення питань стратиграфічного розчленування, виявлення літологічного складу пластів і характеру їх меж, на аерофознімках можна визначати елементи залягання і потуж-

ність шарів. Елементи залягання визначають за пластовими трикутниками. Якщо пласти залягають похило, то зображення їх на аерофотознімках має вигнуті обриси. При цьому кут, утворений вигином у найнижчій точці рельєфу, спрямований за падінням пласта, а в найвищій точці – за його підняттям. Якщо з'єднати три точки, наприклад в підшві пласта, то утвориться пластовий трикутник. Пластові трикутники можна використовувати лише, якщо кут падіння шарів більший, аніж кут падіння схилу рельєфу. Якщо картина зворотна, тобто схили круті й кути їх падіння більші, ніж кути падіння шарів, то вершина кута, утворена вигином шару, спрямованим у бік падіння, розташовуватиметься не в нижній точці рельєфу, а в найвищій, тому лінія виходу шару в нижній точці розміщуватиметься вище, ніж лінія його виходу у вищій точці. За плавних вододілів, широких долин і незначних перевищень рельєфу пластові трикутники будуть широкі. За крутого, сильно розчленованого рельєфу вони вузькі, з гострими кутами, і вихід шару на поверхню має зигзагоподібні обриси. За пологого залягання шарів пластові трикутники вузькі, і гострий кут їх спрямований у бік падіння. Зі збільшенням кута падіння шарів кути пластових трикутників збільшуються і перетворюються на тупі. За вертикального залягання виходи шарів на знімку являють собою пряму лінію, не пов'язану з особливостями рельєфу, і напрямок цієї лінії є напрямком простягання (рис. Д12.3 дод. 12, CD). За розчленованого рельєфу не слід плутати пластові трикутники з вигинами шарів за їх горизонтального залягання. За вирівняного плоского рельєфу шаруватість у товщах, які залягають похило, являє собою лінії, форма яких залежить від напрямку падіння порід. У таких випадках напрямок падіння шарів буде у бік залягання більш молодих відкладів. Під час дешифрування складок рекомендується поряд із аерофотознімками використовувати фотосхеми, які дозволяють побачити крила структури. Основне значення у процесі дешифрування складок мають пластові трикутники, літологічний склад шарів і характер замикання складок.

Іноді достатньо використовувати під час дешифрування складок одну з цих ознак, часом – усі три. Будову складок із нахилом крил у різні боки можна виявити за пластовими трикутниками.

В антиклінальних структурах вершини трикутників на кожному крилі напрямлені в різні боки від осі складки, в синклінальних –

назустріч один одному (рис. Д12.4, 12.5 дод. 12, CD). В асиметричних структурах пластові трикутники більш гострі на пологому крилі і більш тупі – на крутому. В ізоклінальних складках вершини пластових трикутників спрямовані в один і той же бік, і для виявлення таких складок потрібно брати до уваги характер їх замикання – центриклінальний або периклінальний. Використання характеру замикання дозволяє встановити не лише саму структуру, але й визначити положення осі складки і напрямок занурення шарніра.

Різні *елементи диз'юнктивної тектоніки* проявляються на матеріалах дистанційного зондування земної поверхні у вигляді лінеаментів. Лінеаменти, які виділяються на аерокосмознімках, є структурами різного порядку, але загалом утворюють безперервні ряди, в яких за величиною об'єктів, їх вираженістю в ландшафті і способом вияву можна виділити чотири класи: малі лінійні елементи ландшафту – виражені на середньомасштабних космознімках тонким, зазвичай паралельним штрихуванням; великі лінійні елементи ландшафту (перші кілометри – перші десятки кілометрів) дешифруються на космознімках у вигляді прямих або майже прямих безперервних однорідних ліній смугового або граничного характеру; локальні лінійні зони (десятки – перші десятки кілометрів), які складаються з дрібніших лінійних елементів, можуть перетинати відразу кілька тектонічних структур; регіональні лінійні зони (сотні – перші тисячі кілометрів і завширшки десятки кілометрів).

Різні просторові поєднання лінеаментів утворюють їх спільно: а) зони – вузькі протяжні концентрації лінеаментів; б) системи – утворені сукупністю субпаралельних лінеаментних зон; в) поля – виникають у результаті закономірного поєднання різноорієнтованих лінеаментних систем і характеризуються перехресним структурним планом.

Під час дешифрування розривів слід використовувати як прямі, так і непрямі дешифрувальні ознаки. До прямих ознак належать обриси об'єкта (форма), його розмір, щільність фототону (для чорно-білих знімків) або колір (для кольорових або псевдокольорових). Непрямими ознаками можуть бути, переважно для закритих територій, спрямлені ділянки русел річок і річкових долин, коліноподібні вигини водотоків і яружно-балкової мережі, ланцюжки джерел, природна зміна рослинності по прямій або близькій до неї лінії, підвищена густина рослинного покриву, зміна фототону або

кольору по прямій внаслідок зчленування товщ різного складу і т.д. Розриви, які виникли в новітній час або підновлені давні порушення, певним чином фіксуються в рельєфі: поява уступів, звужених ділянок річкових долин, утворення в руслах водоспадів, порогів, знижень у рельєфі у вигляді ланцюжків ярів та ін. Зсуви розпізнають за вигинами шарів поблизу поверхні зміщувача, які орієнтовані під кутом до лінії зміщувача. Новітні зсуви встановлюють за горизонтальним зміщенням гідросітки та інших форм рельєфу. Круті розлами характеризуються відносною прямолінійністю і зрізом поверхнею зміщувача шаруватості на крилах складок. Лінії розривів можуть також розмежовувати ділянки з різним забарвленням порід, різним рельєфом та іншими особливостями ландшафту. Усе зазначене відноситься до крутоспадних розривів. Пологі розриви часто мають узгоджене з шаруватістю орієнтування і можуть розвиватися по одному з шарів. Вони, як і шаруватість, утворюють пластові трикутники, а за умови залягання, яке близьке до горизонтального, огинають нерівності рельєфу. Пологі розриви за аерофотознімками вкрай важко дешифрувати і не завжди отримані дані достовірні.

Вираженість кільцевих структур на космознімках найрізноманітніша (рис. Д12.6, 12.7 дод. 12, CD). Вона залежить від розміру об'єкта, геологічного часу його закладання, тектонічної активності регіону тощо. Наприклад, кільцеві структури невеликих розмірів дешифрують виразніше, ніж великі; пов'язані з процесами магматизму і метаморфізму – виразніше, ніж зумовлені тектонічними процесами. Кільцеві структури на закритих територіях виявляють за допомогою ландшафтно-індикаційного дешифрування, де індикаторами об'єкта є рисунок гідросітки, елементи рельєфу, особливості рослинного покриву і т.д.

Певними дешифрувальними ознаками характеризуються *різні за походженням і речовинним складом гірські породи*.

Інтрузивні породи дешифрують за відсутністю шаруватості, за рівним фототонном, а на великомасштабних знімках іноді за сітчастим рисунком, який зумовлений системою тріщин. Гранітоїди найчастіше характеризуються світлим рівним фототонном.

Для жильних тіл характерна лінійно-витягнута форма, часто інший фототон порівняно з вміщувальними їх породами, а також за виразністю у формах мезо- і мікрорельєфу. Під час дешифрування

вулканічних порід часто можна виявити деякі структурно-текстурні особливості, розташування центрів вулканічної діяльності, а в деяких випадках визначити фаціальні різновиди вулканогенних утворень та їх заміщення осадовими породами. Фототон залежить від складу порід: темніший – для основних і середніх, світлий – для кислих. При чергуванні ефузивних порід різного складу, а також за наявності серед них горизонтів туфів або осадових порід на знімках з'являється смугастість, яка відповідає простяганню. У складчастих моноклінальних структурах виходи ефузивних порід спричинюють утворення куєстових форм рельєфу із крутими скелястими уступами. Детально на аерофотознімках можуть бути оконтурені лавові потоки і лавові поля, які пов'язані з діяльністю сучасних вулканів та розташовуються на схилах вулканічних споруд і біля їх підніжжя (рис. Д12.8 дод. 12, CD). Метаморфічні породи за ступенем дешифрування різко відрізняються між собою, що визначається стійкістю їх до процесів вивітрювання, забарвленням і приналежністю до певних тектонічних структур, де одні й ті ж породи утворюють різні форми рельєфу. Так, у межах давніх щитів на платформах для них характерний сплюснений, згладжений рельєф. У складчастих областях ті ж породи створюють різкі позитивні форми – гребені, уступи, гряди і т.д. Кристалічні сланці розпізнають за тонкосмугастим рисунком зображення.

Мармури мають на аерофотознімках світлий фототон. В умовах доброго відслонення на поверхні піски і галечники виділяються світлим фототоном. Вапняки на аерофотознімках чітко вирізняються світлим фототоном. Мергелі дешифрувати важко. Вапнисті відміни мергелів мають дешифрувальні ознаки подібні до плитчастих вапняків, глинистих аргіліїв, глинистих сланців.

Осадкові породи молодого (переважно четвертинного) віку тісно пов'язані з особливостями сучасного рельєфу. Тому їх дешифрування вимагає певних знань із геоморфології, особливо це стосується форм рельєфу та їх генезису. Добре дешифруються елювіальні утворення в степовій і лісостеповій зонах, де вони перекриті різним за потужністю ґрунтово-рослинним покривом. Бриловий і щебинистий елювій, на якому ґрунту майже немає, а рослинний покрив трапляється вкрай рідко, на знімках має дуже світлий фототон. Більш дрібноуламковий піщано-глинистий елювій, вкритий доволі потужним гумусованим ґрунтовим шаром і щільним трав'яним покривом, на знімках має більш темний фототон.

Елювій карбонатних порід на знімках має дуже світлий фототон. Коли на поверхні елювію сформовані дерново-карбонатні або карбонатно-чорноземні ґрунти, то вони відрізняються більш темним тоном.

Зображення на знімках поверхонь, вкритих елювієм, залежить також від залягання корінних порід. За горизонтального залягання воно має здебільшого монотонну або плямисту текстуру, а за похилого або порушеного – смугасту. На форму варто зважати під час оконтурювання делювіальних утворень. Слід зауважити, що біля підніжжя схилу, де потужність відкладів найбільша, фототон темніший, аніж біля нижніх ділянок опуклої частини схилу, де потужність делювію незначна (рис. Д12.9 дод. 12, CD). Фототон зображень залежить від ступеня розвитку ґрунтово-рослинного покриву і коливається в широких межах – від світлого до темного. Контури пролювіальних конусів на знімку мають вигляд секторів, які спускаються в долини основних річок із бічних приток, із радіальним розташуванням осушених або обводнених русел, які переплітаються з рівною матовою поверхнею решти площі конуса.

Алювіальні відклади (рис. Д12.10 дод. 12, CD) на аерофотознімках дешифруються чітко. При цьому можна встановити геоморфологічні елементи річкових долин: русло, заплава, тераси, схили. Чітко дешифруються річкові русла. Безпосередньо до русла примикають мілини, галькові і щебенисті коси, низькі острови і незакріплені рослинністю береги.

Прируслові алювіальні відклади різко відрізняються від навколишніх ділянок світло-сірим або білим фототоном. Заплави річок простежуються смугами вздовж річкових русел. На аерофотознімках добре видно віяла блукання русла, а також стариці, контури яких підкреслюються розташуванням деревної і чагарникової рослинності. Річкові заплави вологої смуги характеризуються нерівномірним фототоном від майже білого до чорного, який обумовлений чергуванням піщано-галькових відкладів, позбавлених рослинності, з ділянками, вкритими лугами, болотами, чагарником і деревами. У південних районах заплави майже не мають рослинності і вирізняються світлим фототоном. У тайгових районах заплави річок вкриті рідкісною деревною або чагарниковою рослинністю і вирізняються світлим фототоном.

Іноді на знімках можна виокремити низьку й високу заплаву. Межею між ними часто є незначний уступ у рельєфі. Надзаплавні тераси облямовують заплави у вигляді смуг різної ширини. Перша і

друга тераси простягаються зазвичай на значні відстані. Їх поверхня вкрита трав'яною, чагарниковою або деревною рослинністю і має нерівний фототон.

Найлегше дешифруються сучасні дельти – низинні поверхні, які далеко врізаються в море і прорізані численними розбіжними віялоподібними руслами, протоками. Дешифрувальними ознаками озерних відкладів є світлий фототон, приналежність до замкнутих понижень у рельєфі, які обмежені абразивними уступами. У більшості районів еолові піски виникають на поверхні давніх алювіальних і озерних відкладів, рідше на флювіогляціальних і пролювіальних утвореннях. Окрім світлого монотонно-точкового чи комірчастого забарвлення, на поверхні еолових відкладів майже завжди розрізняються пагорби, гряди, струмені, дюни і бархани, які орієнтовані вздовж або поперек пануючого напрямку вітрів (рис. Д12.11, 12.12 дод. 12, CD).

Дешифрувальними ознаками морен є темний фототон, хвилястий і пологогорбистий рельєф. На схилах долин і окремих височин добре дешифруються різноманітні гравітаційні утворення, які виникають у результаті переміщення елювіально-делювіальних мас, а також окремих ділянок корінних порід вниз по схилу під впливом сили тяжіння. На аерофотознімках свіжі опливини мають язикоподібну форму, світло-сірий фототон і не вкриті рослинністю. На активних осипах немає деревної рослинності, вони виділяються характерним рисунком і більш світлим фототоном порівняно з іншою частиною схилу. Карстові форми теж детально дешифруються.

Геоморфологічне дешифрування матеріалів дистанційного зондування ефективно для вирішення таких завдань: геоморфологічне районування; виявлення форм рельєфу і зіставлення геоморфологічних схем за результатами дешифрування матеріалів дистанційного зондування; вивчення характеру та інтенсивності неотектонічних, новітніх і сучасних рухів земної кори; складання геоморфологічних і геологічних карт.

Високогірський рельєф (рис. Д12.13–12.15 дод. 12, CD) характеризується значною розчленованістю рельєфу: наявністю скелястих гряд і гребенів, цирків, льодовиків, селевих потоків тощо; наявні різкі перегини і уступи, ущелини, які часто пов'язані з елементами геологічної будови.

Середньогірський ерозійно-денудаційний рельєф виражений, здебільшого, значними формами у вигляді окремих гірських маси-

вів і гряд; вододіли згладжені, схили круті, рисунок річкової мережі деревоподібний.

Низькогірський ерозійно-денудаційний рельєф характеризується згладженими формами. Круті схили формуються переважно на гранітах, а пологі – на вулканогенно-осадових породах. Покриви ефузивних порід виражені у вигляді сплюснених низьких гір із крутими ділянками і карнизами.

Горбистий рельєф представлений пологими пагорбами.

Вирівняний і рівнинний рельєф виражений на аерофотокосмознімках монотонно сірим забарвленням.

Під час дешифрування аерофотокосмознімків чітко виділяються всі форми рельєфу, відображені на геоморфологічних картах: схили, складені корінними породами; схили, вкриті продуктами руйнування; осипи; зсуви; делювіальні утворення тощо. Чітко дешифруються заплави річок з усіма елементами, тераси, поверхні вирівнювання і т.д.

Матеріали дистанційного зондування є найбільш зручним матеріалом для проведення структурно-геологічного дешифрування, що ґрунтується на тісному зв'язку між особливостями рельєфу і глибинною будовою земної кори й літосфери.

Під час гідрогеологічних досліджень матеріали космічних зйомок використовують для вирішення таких завдань: вивчення регіональних закономірностей поширення підземних вод; дрібно- і середньомасштабного гідрогеологічного картування і районування; дослідження умов формування поверхневого та підземного стоку та оцінки взаємозв'язку поверхневих і підземних вод.

Аерофотознімки застосовують під час пошуку корисних копалин, виявляючи непрямі ознаки їх родовищ. Для виявлення рудних полів або рудоносних структур рекомендується використовувати аеро- і космознімки різних масштабів. Під час пошуку корисних копалин одним з основних об'єктів дешифрування є лінеamenti і лінеamentні зони.

Активно розробляють і застосовують прямі методи пошуку корисних копалин, які зводяться до виявлення мікрорістків елементів або їхніх сполук в атмосфері і до виявлення теплових аномалій, пов'язаних із родовищами вуглеводнів і сульфідів. Теплові аномалії виявляють за допомогою теплових датчиків в інфрачервоному та радіотепловому діапазонах із літальних апаратів. Метод виявлення мікрорістків елементів в атмосфері отримав назву лідарної

спектроскопії. Спектрометричну зйомку зазвичай проводять у комплексі з інфрачервоною і радіотепловою зйомками.

Дистанційне зондування Землі широко застосовують для моніторингу геологічного середовища.

Аерокосмічний моніторинг геологічного середовища – це система періодичних дистанційних спостережень за станом геологічного середовища, зміна його в просторі та часі під впливом природних і техногенних чинників. Об'єктами аерокосмічного моніторингу геологічного середовища є його частини, які безпосередньо або опосередковано відображаються в матеріалах дистанційного зондування, а саме: природні зміни; глибина залягання ґрунтових вод; зсуви і обвали; заболочування; засолення; карст; суфозії; пучення гірських порід; термокарст; полії тощо. За допомогою аерокосмічного моніторингу виявляються і техногенні зміни геологічного середовища: зміна берегів водосховищ; вирубка лісів; техногенний карст; об'єкти будівництва; кар'єри й підземні гірничі виробки; меліоративні системи та ін.



Контрольні запитання та завдання

1. Охарактеризуйте дистанційне зондування Землі і його основні завдання.
2. Які методи дистанційного зондування Землі ви знаєте?
3. Назвіть та охарактеризуйте види аерокосмічної зйомки земної поверхні.
4. Що таке дешифрування матеріалів дистанційного зондування Землі?
5. Охарактеризуйте дешифрувальні ознаки.
6. Назвіть і опишіть дешифрувальні ознаки форм залягання гірських порід.
7. Охарактеризуйте дешифрувальні ознаки складу гірських порід. Опишіть дешифрувальні ознаки генезису гірських порід.



СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Ануфрієв А. М.* Аэрокосмометоды в геологии / А. М. Ануфрієв. – Казань, 2007. – 82 с.
2. *Геологічне картографування. Типові умовні позначення. Основні вимоги / Керівники розробки : П. Ф. Брацлавський, В. Я. Веліканов.* – К. : Міністерство екології та природних ресурсів, 2002. – 106 с.
3. *Горішний П. М.* Завдання та методичні рекомендації до лабораторних робіт з курсу «Геоморфологія» / М. П. Горішний, Г. Р. Чупило. – Л. : Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2004. – 60 с.
4. *Губин В. Н.* Дистанционные методы в геологии: учеб. пособие / В. Н. Губин. – Мн. : БГУ, 2004. – 138 с.
5. *Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200000. Центральноукраїнська серія. Аркуш М-35-XXIX (Вінниця).* – К. : Державна геологічна служба, ПДРГП «Північгеологія», Правобережна ГЕ, 2006. – 120 с.
6. *Дорошенко Ю. П.* Петрографія кристалічних порід (метаморфічні породи). Ч. 3: методичні рекомендації до лабораторних занять і самостійної роботи студентів / Ю. П. Дорошенко, І. В. Побережська, В. Б. Степанов, О. В. Костюк. – Львів: Львівський нац. ун-тет ім. Івана Франка, 2015. – 68 с.
7. *Дядін Д. В.* Конспект лекцій з навчальної дисципліни «Прикладна літоєкологія» / Д. В. Дядін, О. М. Дрозд; Харк. нац. ун-т міськ. госп-ва ім. О. М. Бекетова. – Х. : ХНУМГ ім. О. М. Бекетова, 2013. – 39 с.
8. *Гідрогеологічне довивчення території аркушу М-35-ХІІІ (Червоноград) масштабу 1:200000.* – Львів: Державна геологічна служба, ДП «Західукргеологія», Львівська ГЕ, 2009. – 254 с.

9. *Ежова А. В.* Литология: учебник / А. В. Ежова; Томский политех. ун-тет. – 2-е изд. – Томск : Изд-во Томского политех. ун-та, 2009. – 336 с.
10. *Козловський Л. М.* Дистанційні методи в геокартуванні: навч. посібник / Л. М. Козловський. – Д. : Національний гірничий університет, 2011. – 88 с.
11. *Ковальчук М. С.* Геологія та геоморфологія. Конспект лекцій / М. С. Ковальчук, Н. Є. Юдіна. – К. : НАУ, 2004. – 136 с.
12. *Ковальчук М. С.* Геологія і геоморфологія. Курс лекцій / М. С. Ковальчук, Н. Є. Юдіна. – К. : НАУ, 2013. – 80 с.
13. *Макарова Н. В.* Геоморфология: учеб. пособие / Н. В. Макарова, Т. В. Суханова; отв. ред. В. И. Макаров, Н. В. Короновский. – 2-е изд. – М. : КДУ, 2009. – 414 с.
14. *Милосердова Л. В.* Лабораторные работы по структурной геологии / Л. В. Милосердова, А. В. Осипов. – М. : РГУ нефти и газа им. И. М. Губкина. – 2014. – 112 с.
15. *Москаленко А.Б.* Геоморфологія та четвертинна геологія. Матеріали методичного забезпечення до лабораторних занять / А. Б. Москаленко, Л. О. Токар. – Д. : Національний гірничий університет, 2011. – 49 с.
16. *Паранько І. С.* Загальна геологія : навч. посібник / І. С. Паранько, А. О. Сіворонов, В. Д. Євтехов – Кривий Ріг : Мінерал, 2003. – 464 с.
17. *Рычагов Г. И.* Общая геоморфология: учебник / Г. И. Рычагов. – М. : Изд-во Моск. ун-та : Наука, 2006. – 416 с.
18. *Свинко Й. М.* Геологія : підручник / Й. М. Свинко, М. Я. Сивий. – К. : Либідь, 2003. – 480 с.
19. *Ковалев С. Г.* Практикум по общей геологии с основами гидрогеологии и гидрологии / С. Г. Ковалев, Р. Р. Хабибуллин, В. В. Лапинов, Г. М. Абдюкова. – Уфа, 2007. – 62 с.
20. *Фодчук І. М.* Основи кристалографії : навч. посібник / І. М. Фодчук, О. О. Ткач. – Чернівці : ЧНУ, 2007 – 108 с.
21. *Хоменко Ю. Т.* Геокартування та дистанційні методи [Електронний ресурс] / Ю. Т. Хоменко, Л. М. Козловський, Н. В. Білан. – <http://zsg.nmu.org.ua/ua/geokartuvannya-the-distants-yn-method.php>
22. *Чертко Н. К.* Геохимия : учеб. пособие / Н. К. Чертко. – Мн. : Изд-кий центр БГУ, 2004. – 191 с.

ЗМІСТ

ПЕРЕДМОВА.....	3
ВСТУП.....	6
Тема 1. ОСНОВИ ГЕОХІМІЇ.....	11
Контрольні запитання та завдання.....	25
Тема 2. ФОРМИ ІСНУВАННЯ МІНЕРАЛІВ У ПРИРОДІ.....	26
Контрольні запитання та завдання.....	40
Тема 3. КЛАСИФІКАЦІЯ ТА ДІАГНОСТИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛІВ.....	41
Контрольні запитання та завдання.....	53
ТЕМА 4. ГІРСЬКІ ПОРОДИ.....	54
4.1. Магматичні гірські породи.....	54
Контрольні запитання та завдання.....	65
4.2. Пірокластичні гірські породи.....	66
Контрольні запитання та завдання.....	67
4.3. Осадкові гірські породи.....	67
Контрольні запитання та завдання.....	81
4.4. Метаморфічні гірські породи.....	81
Контрольні запитання та завдання.....	90
Тема 5. ГЕОЛОГІЧНЕ ЛІТОЧИСЛЕННЯ.....	91
Контрольні запитання та завдання.....	95
Тема 6. ВІДТВОРЕННЯ ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ.....	96
Контрольні запитання та завдання.....	104
Тема 7. ГЕОЛОГІЧНІ КАРТИ	105
Контрольні запитання та завдання.....	112
Тема 8. ГЕОЛОГІЧНИЙ РОЗРІЗ ЗА ДАНИМИ СВЕРДЛОВИН.....	113
Контрольні запитання та завдання.....	114
Тема 9. ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ КАРТИ	115
Контрольні запитання та завдання.....	118
Тема 10. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ ПРОФІЛЬ.....	119
Контрольні запитання та завдання.....	125
Тема 11. ОСНОВИ ГІДРОГЕОЛОГІЇ	126
Контрольні запитання та завдання.....	132
Тема 12. ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНІ ОБ'ЄКТИ НА АЕРОФОТО- І КОСМОЗНІМКАХ.....	134
Контрольні запитання та завдання.....	150
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	151

<i>ДОДАТОК 1</i>	153
<i>ДОДАТОК 2</i>	156
<i>ДОДАТОК 3</i>	167
<i>ДОДАТОК 4</i>	183
<i>ДОДАТОК 5</i>	197
<i>ДОДАТОК 6</i>	198
<i>ДОДАТОК 7</i>	200
<i>ДОДАТОК 8</i>	221
<i>ДОДАТОК 9</i>	223
<i>ДОДАТОК 10</i>	226
<i>ДОДАТОК 11</i>	227
<i>ДОДАТОК 12</i>	230

Навчальне видання

КОВАЛЬЧУК Мирон Степанович
ДОВГІНКА Уляна Степанівна

ГЕОЛОГІЯ І ГЕОМОРФОЛОГІЯ

Навчальний посібник

Редактор *Л. М. Дудченко*
Технічний редактор *А. І. Лавринович*
Комп'ютерна верстка *Н. В. Чорної*
Художній редактор *О. О. Зайцева*

Підп. до друку 08.02.2017. Формат 60х84/16. Папір офс.
Офс. друк. Ум. друк. арк. 13,72. Обл.-вид. арк. 14,75.
Тираж 100 прим. Замовлення № 16-1.

Видавець і виготівник
Національний авіаційний університет
03680. Київ-58, проспект Космонавта Комарова, 1.

Свідоцтво про внесення до Державного реєстру ДК № 977 від 05.07.2002