

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська

**ЛІТОЛОГІЯ.
ЛІТОГЕНЕЗ.
ОСАДОВІ ПОРОДИ**

Навчальний посібник

*Рекомендовано
Міністерством освіти і науки України*

Львів
ЛНУ імені Івана Франка
2015

УДК 552.5
ББК Д 344-011+Д 312.21
Х 65

Рецензенти:

д-р геол.-мін. наук, проф. *В. В. Шевчук*
(Київський національний університет імені Тараса Шевченка),
д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь*
(Львівський національний університет імені Івана Франка),
д-р геол. наук, проф. *Ф. В. Зузук*
(Східноєвропейський національний університет
імені Лесі Українки, м. Луцьк),
д-р геол. наук *К. Г. Григорчук*
(Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів)

Рекомендовано

*Міністерством освіти і науки України як навчальний
посібник для студентів вищих навчальних закладів
(Лист № 1/11-639 від 20.01.14 року)*

Хмелевський В. О.

Х 65 Літологія : Літогенез. Осадкові породи : навч. посібник /
В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ імені Івана
Франка, 2015. – 536 с.

ISBN 978-617-10-0202-9.

Розглянуто загальні поняття про осадкові гірські породи, їхній склад, будову, закономірності утворення і перетворення в процесі діагенезу, катагенезу, метагенезу. Висвітлено питання стосовно теорії літогенезу. Наведено характеристику основних типів осадкових порід і руд, класифікації, методи дослідження, мінералого-петрографічні й структурно-текстурні особливості, умови утворення, поширення, теоретичне і практичне значення.

Для студентів геологічних спеціальностей, географів, ґрунтознавців, широкого кола геологів.

УДК 552.5
ББК Д 344-011+Д 312.21

ISBN 978-617-10-0202-9

© Хмелевський В.О., Хмелевська О.В., 2015
© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2015

ЗМІСТ

Передмова	7
Частина 1. Літогенез	9
1. Літологія – фундаментальна природнича наука	9
2. Історія літологічних досліджень.....	19
3. Поняття про осадові гірські породи	37
4. Зона осадоутворення і стратисфера	47
5. Склад осадових порід	64
5.1. Класифікація генетичних типів компонентів осадових гірських порід	64
5.2. Новоутворені гіпергенні компоненти	65
5.3. Реліктові уламкові компоненти	66
5.4. Біогенні компоненти.....	71
5.5. Седиментогенні хімічні компоненти	76
5.6. Вулканічні, або вулканогенні, компоненти	78
5.7. Діа-, ката-, метагенетичні компоненти	81
5.8. Космічні, або космогенні, компоненти.....	83
5.9. Аутигенно-мінералогічні провінції, або геохімічні фації.....	84
6. Будова осадових гірських порід	89
6.1. Структура.....	89
6.2. Текстура.....	97
6.3. Поруватість і укладка осадових порід.....	111
7. Головні чинники утворення осадових гірських порід і типи літогенезу.....	114
7.1. Гумідний літогенез.....	115
7.2. Аридний літогенез	117
7.3. Нівальний (льодовий) тип літогенезу	118
7.4. Вулканогенно-осадовий тип літогенезу	120
7.5. Океанічний літогенез.....	124
7.6. Гідротермально-осадовий літогенез	126
8. Етапи літогенезу.....	131
8.1. Діагенез	132
8.2. Катагенез	138
8.3. Метагенез	145
8.4. Гіпергенез	147
Контрольні питання	149
Частина 2. Осадові гірські породи	151
9. Класифікація і характеристика головних типів осадових гірських порід	151

10. Уламкові породи	161
10.1. Класифікація уламкових порід.....	161
10.2. Методи дослідження уламкових порід.....	164
10.3. Грубоуламкові породи	172
10.4. Піщані й алевритові породи.....	178
10.5. Піщано-алеврито-глинисті породи	182
10.6. Перехідні породи між уламковими і пірокластичними.....	189
10.7. Застосування уламкових і змішаних порід	191
Контрольні питання.....	193
11. Глинисті породи.....	194
11.1. Визначення і класифікації глинистих порід	194
11.2. Методи дослідження глинистих порід	206
11.3. Теоретичне і практичне значення глинистих порід....	230
Контрольні питання	235
12. Карбонатні породи.....	236
12.1. Класифікація карбонатних порід.....	238
12.2. Методи дослідження карбонатних порід.....	249
12.3. Умови утворення карбонатних порід і їхнє теоретичне та практичне значення.....	277
Контрольні питання	283
13. Кременисті породи	284
13.1. Визначення і класифікація кременистих порід	284
13.2. Головні типи кременистих порід	291
13.3. Методи дослідження кременистих порід.....	296
13.4. Походження, умови утворення і застосування кременистих порід.....	305
Контрольні питання	310
14. Соляні породи – евапорити.....	311
14.1. Визначення і класифікація типів соляних порід	311
14.2. Речовинний склад і структурно-текстурні особливості соляних порід.....	316
14.3. Характеристика головних типів соляних порід	320
14.4. Поширення і практичне застосування соляних порід.....	330
Контрольні питання	332
15. Фосфатні породи	333
15.1. Визначення і принципи класифікації фосфатних порід	333
15.2. Основні методи дослідження фосфатних порід	337
15.3. Умови утворення і застосування фосфатних порід.....	342
Контрольні питання	344
16. Високоглиноземисті породи й алюмінієві руди	345

16.1. Визначення, класифікація і характеристика високоглиноземистих порід і руд (аліти, боксити)	345
16.2. Бокситоносні формації та бокситонагромадження в історії Землі.....	352
16.3. Алунітові й давсонітові породи і руди	357
16.4. Походження й поширення латеритів і бокситів	360
Контрольні питання	361
17. Залізисті породи і залізні руди	362
17.1. Визначення, класифікація і загальна характеристика залізистих порід і залізних руд.....	362
17.2. Залізоносні формації й еволюція залізнагромадження в історії Землі	367
17.3. Походження і поширення залізистих порід	370
Контрольні питання	371
18. Манганові породи і руди	372
18.1. Визначення і характеристика манганових руд	372
18.2. Типи манганових руд, їхня класифікація й умови утворення	374
18.3. Манганоносні формації й еволюція манганоагромадження в історії Землі.....	377
18.4. Залізо-манганові конкреції Світового океану	381
18.4.1. Загальна характеристика залізо-манганових конкрецій.....	381
18.4.2. Мінералого-хімічні особливості залізо-манганових конкрецій	383
18.4.3. Умови утворення залізо-манганових конкрецій і їхнє практичне застосування	385
Контрольні питання.....	389
19. Вулканогенно-осадові (пірокластичні) породи.....	390
19.1. Визначення і класифікація пірокластичних порід	390
19.2. Методи вивчення пірокластичних порід (туфів і туфітів)	396
19.3. Визначення вулканічного скла	399
19.4. Типи вулканічного скла, їхня характеристика й оптичні властивості	400
19.5. Вторинні зміни вулканічного скла	405
Контрольні питання	409
20. Каустобіоліти – горючі корисні копалини	410
20.1. Визначення, загальна характеристика, класифікація	410
20.2. Природні типи вугілля, методи вивчення й умови утворення.....	416

20.3. Вугільні пласти і вугленосні басейни, поширення вугілля, епохи вуглеутворення.....	422
20.4. Рідкі та газові горючі копалини, загальна характеристика, склад, методи дослідження	425
20.5. Природні бітуми, характеристика, склад, класифікація	432
20.6. Нафти, характеристика, класифікація, умови утворення, збереження, поширення	435
20.7. Теоретичне та практичне значення каустобіолітів	443
Контрольні питання	447
21. Осадіві фації та формації	448
21.1. Визначення фації та значення фаціального аналізу....	448
21.2. Континентальні фації	454
21.2.1. Елювіальні фації	455
21.2.2. Схиліві (колювіально-делювіальні та пролювіальні) фації	456
21.2.3. Алювіальні фації.....	457
21.2.4. Лімнічні фації	459
21.2.5. Льодовикові фації	462
21.2.6. Еолові пустельні фації	463
21.3. Морські й океанічні фації	465
21.3.1. Приконтинентальні фації.....	468
21.3.2. Пелагічні фації	480
21.3.3. Фації морських водойм аномальної солоності ...	484
21.3.4. Осади Чорного моря	489
21.4. Фації, перехідні від континентальних до морських....	492
21.4.1. Прибережно-морські фації	492
21.4.2. Лагунні й лиманні фації	496
21.4.3. Дельтові фації.....	499
21.5. Формації осадових порід, визначення, головні ознаки, класифікація	504
21.6. Головні типи осадових формацій.....	513
Контрольні питання	522
Список літератури	524
Предметний покажчик	526
Про авторів	

Передмова

Навчальний посібник написаний на підставі курсу лекцій з “Літології”, які впродовж багатьох років читав В. Хмелевський. Згідно з програмою, ці курси переглядали і вдосконалювали, проте основними залишилися такі: “Петрографія”, “Петрографія осадових порід”, “Літологія”, “Літологія та морська геологія”. Основні курси доповнювали обов’язковими спецкурсами, такими як “Хімічні та мінералого-петрографічні методи пошуків”, “Спецметоди в петрографії і геохімії”, “Охорона навколишнього середовища”, “Геохімія ландшафту”, “Гідрогеохімія”, “Рентгенометричне визначення мінералів”, “Імерсійний метод”, “Федорівський метод”. Цей величезний матеріал ліг в основу пропонованого навчального посібника.

Перша частина “Літологія. Седиментогенез” вийшла 2011 р. У ній розглянуто процеси утворення осадового матеріалу до формування осадової породи.

Пропонований посібник “Літологія. Літогенез. Осадкові породи” складається з двох частин. Літологія (Літогенез) – це фундаментальна геологічна наука про осадові утворення. Головним об’єктом є осадові гірські породи – *геологічно оформлені тіла, що утворилися на земній поверхні або біля неї під покривом атмо-, гідро- і біосфери з таких продуктів: руйнування материнських порід, вулканічних вивержень, життєдіяльності організмів, фізичних, фізико-хімічних, хімічних та біохімічних процесів, технічної діяльності людини та космічного пилу за матеріальної участі води, повітря й органічної речовини.*

Осадкові утворення значно поширені на земній поверхні. Вони вкривають понад 75 % території континентів і лівову частку дна морів та океанів, а також утворюють верхню частину земної кори – стратисферу. У першій частині навчального посібника коротко наведено історію виникнення, розвиток літологічних досліджень, сучасні проблеми і завдання, теоретичне і практичне значення осадових гірських порід у літології. Далі йде ознайомлення зі складовими частинами осадових порід,

будовою (структура, текстура, укладка, поруватість та ін.), головними чинниками утворення осадової гірської породи. Наведено характеристику типів літогенезу і їхню роль в утворенні осадів. Схарактеризовано процеси перетворення осадів в осадові породи (діагенез, катагенез, метагенез), визначення цих понять, умови перебігу, головні процеси, які відбуваються з осадом. На стадії діагенезу осади перетворюються в осадові породи, на стадіях катагенезу і метагенезу відбувається перетворення порід. Тракткування цих процесів досі дискусійне як серед наших літологів, так і серед зарубіжних. У навчальному посібнику наведено уявлення провідних науковців про ці процеси та їхню характеристику. Висвітлено питання стосовно теорії літогенезу, надано загальні відомості про фації і формації, приділено увагу стадіальному аналізу.

Друга частина навчального посібника присвячена характеристиці головних типів осадових гірських порід. З огляду на багатогранність процесів, які беруть участь у їхньому утворенні, виникли проблеми з класифікаціями – як загальною, так і окремих типів порід. Викладено загальні принципи класифікації осадових гірських порід провідних науковців, їхні переваги і вади.

Далі наведено детальний опис і характеристику основних типів осадових гірських порід, їхню класифікацію, мінералого-петрографічний і хімічний склад, структурно-текстурні особливості, основні методи дослідження, умови утворення, теоретичне і практичне значення.

У ході написання навчального посібника використано матеріали і досвід викладання цієї дисципліни та її розділів із опублікованих раніше й апробованих у вищих навчальних закладах підручників, одночасно приділено увагу цінним відомостям, які можна запозичити і знайти в зарубіжній літературі.

Подяка співробітникам геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, видавництву, рецензентам за конструктивні зауваження, а також працівникам кафедри петрографії, друзям і всім, хто сприяв написанню, оформленню, завершенню і виданню навчального посібника. Навчальний посібник до друку підготували канд. геол.-мін. наук Н. Даценко, ст. лаборант кафедри петрографії ЛНУ І. Попова.

Частина 1. ЛІТОГЕНЕЗ

1. Літологія – фундаментальна природнича наука

Літологія (від гр. *літос* – камінь, та *логос* – слово), або, точніше, *вчення про геологічні екзогенні утворення* – це фундаментальна природнича наука, яка всебічно вивчає екзогенні, або звичніше – осадові, утворення. Раніше її називали *петрографією осадових порід*. Більшість дослідників вважає ці назви синонімами, бо літологія дослівно означає “слово про камінь”, а петрографія – “опис каменю”. Деякі вчені проводять межу між цими назвами, доводячи, що петрографія осадових порід є наукою, яка лише описує ці породи, а літологія досліджує умови утворення, тобто генезис (літогенез) осадових утворень. У закордонній літературі (переважно англомовній) уживають як синоніми три назви цієї науки: *петрографія осадових порід* (Г. Мильнер, 1968; Folk, 1974), *осадова петрологія* (*Sedimentary Petrology*) та *седиментологія*. На думку В. Фролова (2006), “осадові породи” – термін дуже умовний і архаїчний, тому що не охоплює важливих та невіддільних груп екзогенних утворень – кір звітрювання та інтракрустальних неседиментаційних порід: метасоматитів, конкрецій, виповнень пустот і похідних метагенезу. У західній геології така неповнота закріплена навіть у назві науки про осадові породи – “седиментологія”, яка залишає поза бортом походження вихідної речовини для утворення осадів...”.

Літологія як самостійна наука має свій предмет – екзогенні утворення, тобто реальний геологічний об’єкт, свої методи вивчення, які багато чим різняться від методів петрографії ендегенних порід, і свою теорію, що узагальнює пізнання екзогенного седименто- і породоутворення.

Сучасна літологія вивчає таке:

- 1) склад (петрографічний, мінеральний, хімічний та геохімічний) осадових порід;
- 2) органічні рештки (фауну та флору) в осадових породах;
- 3) будову (структуру, текстуру, упаковку та ін.) осадових порід;
- 4) властивості (колір, міцність, густину, об'ємну масу, твердість, вологість, фізичну і хімічну стійкість, проникність та інші колекторські параметри тощо) осадових порід;
- 5) форму осадових тіл і закономірності залягання та поширення у часі й просторі;
- 6) механізм формування осадових порід та процеси, що в них відбуваються;
- 7) умови формування (генезис) осадових порід та їхню еволюцію в часі;
- 8) сучасні та давні осади (фації та генетичні типи осадів);
- 9) асоціації осадових порід – формації;
- 10) закономірні комплекси осадових формацій – осадові породні басейни;
- 11) родовища осадових корисних копалин;
- 12) можливості використання осадових порід у господарстві;
- 13) прогнозування розшуків тих чи інших осадових корисних копалин.

Літологія тісно пов'язана з низкою інших природничих і точних наук. Це питання вперше детально розглянув Л. Рухін у підручнику "Основы литологии" (1953). Він уважав, що у вченні про осадові породи треба виділяти три ступені дослідження. Літологія ґрунтується на детальному вивченні речовинного складу екзогенних утворень. Для цього вона використовує методи і дані математичних (вища математика, математична статистика, інформатика та ін.), фізико-хімічних (загальна фізика, фізика твердого тіла, кристалооптика, загальна і органічна хімія, аналітична хімія, фізична і колоїдна хімія та ін.) і геологічних (мінералогія, петрографія, кристалографія, палеонтологія, загальна геологія, гідрогеологія та багато інших) наук. Далі розглядають фації – генетичні типи давніх осадів. У ході вивчення літологи користуються, окрім зазначених, методами і даними географічних (фізична географія, океанологія, лімнологія, гідрологія, кліматологія та ін.), біологічних (ботаніка, зоологія, екологія) і цілого циклу геологічних наук (палеонтологія, гідрогеологія, геологія моря, палеогеографія, історична геологія та ін.). І нарешті досліджують формації, або парагенетичні комплекси фацій, для чого широко застосовують стратиграфію, геотектоніку та

низку інших природничих наук. У всіх літологічних дослідженнях нині постійно використовують *сучасні комп'ютерні технології*.

Детальніше на сучасному рівні це питання розглянув В. Фролов у тритомній монографії “Литология” (1992). На його думку, *літологія є найближчою до петрографії ендегенних порід, з якою її поєднує багато методів дослідження та належність їхніх об'єктів до одного, гірничо-породного рівня організації речовини Землі, деякі загальні складові частини (мінерали, вулканічні компоненти і літокласти) та генетичні зв'язки багатьох порід (наприклад, через гідротермальний процес). Однак відміни між ними значніші. По суті, об'єкти їхніх досліджень принципово різні й відрізняються не лише за хімічним та мінеральним складом, й, головне, за умовами утворення (ендегенними та екзогенними), а також областями зародження та існування. Це похідні зовсім різних світів, один із яких є в надрах Землі в умовах закритої термодинамічної системи, інший на поверхні планети постійно співіснує з космосом і життям (умови відкритої системи). Саме тому екзогенні утворення здебільшого не подібні до глибинних і їх не можна повністю зрозуміти лише з позицій магматичної петрографії так само, як і вивчати лише речовину осадових порід.*

Найтісніше літологія пов'язана зі *стратиграфією, палеонтологією, географією*, а також з *грунтознавством, гідрогеологією*. Разом зі стратиграфією вона вивчає будову шаруватих товщ і впорядковує їх у часі та просторі, а також виділяє однорідні в історико-геологічному сенсі комплекси шарів (свити, серії, конкретні геоформації), які відповідають тим чи іншим етапам розвитку басейнів седиментації або геологічних регіонів різних масштабів. Лише після виділення цих геологічних одиниць можна виконувати *генетичний і фаціальний аналізи*, будувати палеогеографічні карти або робити інші реконструкції минулого. Ці фундаментальні науки – *стратиграфія і літологія* – дуже тісно пов'язані між собою, користуються багатьма спільними методами та результатами досліджень і, окрім того, об'єднані у *вченні про фації та формації*.

Оскільки більшість осадових порід на Землі є прямим або посереднім породженням біосфери (карбонати, кремені, фосфорити, багато глин, кварцові піски, численні руди тощо), то зрозуміло, що *біологія, палеонтологія і палеоекологія* дуже тісно пов'язані з літологією. Жива речовина бере найактивнішу участь у біологічному породоутворенні, змінює геохімію атмосфери, гідросфери та верхньої частини літосфери і визначає перебіг мінеральних процесів. Літологія допомагає палеонтологам визначати умови існування організмів, а палеонтологічні рештки – умови і способи седиментації, не кажучи вже про геологічний вік і еволюцію зовнішніх сфер Землі та зумовлені ними еволюції осадового породоутворення.

Літологія дуже тісно пов'язана з *географією*, тому що сучасна Земля й геологічні процеси, що на ній відбуваються, – безцінна модель процесів утворення осадів і порід, що є в основі *методу актуалізму*, за допомогою якого геологи пізнають умови і процеси минулого осадоутворення. Особливо важливі *фізична географія, кліматологія, гідрологія, океанологія, геоморфологія, біогеографія*, які вивчають параметри всіх зовнішніх оболонок Землі та її рельєф, який поряд з кліматом і тектонікою є найважливішим чинником *седиментогенезу*. Одне з головних кінцевих завдань літологічних досліджень – реконструкція ландшафтів і обстановок минулого та загалом палеогеографії давніх епох. Осадові породи і більшість корисних копалин утворилися та розміщені згідно з географічною зональністю своєї епохи. *Палеогеографічний критерій* стає в такий спосіб одним з головних методів розшуків родовищ.

Ґрунтознавство надає літологам знання про найчутливіший зовнішній шар Землі – *ґрунт*, дуже своєрідне біомінерального походження осадове утворення, без якого неможливе існування людства. Одночасно це особливий генетичний тип елювіальних утворень, який найповніше відображає найважливіші параметри зовнішніх умов, біос і процеси, що відбуваються на межі екзо- й ендосфер Землі. Приблизно в такому ж становищі *геокріологія*, що вивчає нестійку або тимчасово мерзлу зону Землі, в якій у твердій формі виявляється своєрідна аквалітова осадова порода – *лід*. Успіхи вивчення підземної гідросфери засвідчили найтіснішу взаємодію осадів і осадових гірських порід у стратисфері з підземними водами, які нерідко повністю змінюють склад осадових порід і формують різноманітні аутигенні мінерали й корисні копалини. Тому літологія пов'язана з гідрогеологією.

Дуже різноманітним і “обмінним” є зв'язок літології з *тектонікою*, який ґрунтується переважно на вивченні *геологічних формацій*. Сучасна тектоніка не можлива без літології, яка забезпечує аналіз шаруватості, циклічності та дає метод визначення нормального або перевернутого залягання шарів за сильної їх дислокації тощо. Однак тектонічні рухи та режим є визначальними чинниками нагромадження осадових формацій, які безпосередньо впливають на утворення багатьох осадових порід, а в разі їхнього занурення в надра Землі – на постседиментаційні перетворення.

Літологія та інші науки є взаємозбагачувальними. Літологія використовує методи та надбання цих наук і, відповідно, дає для них речовинну та генетичну базу і багату інформацію про найрізноманітніші осадові породи. Л. Рухін (1969) уважав, що без літології не можуть обійтися *інженерна геологія, гідрогеологія, нафтогазова геологія та промисловість, фізика твердого тіла, вчення про корисні копалини,*

грунтознавство і механіка ґрунтів, агротехніка, металургія, гірничі науки та промисловість, енергетична (зокрема атомна), хімічна, військова, авіаційна, будівельна, керамічна, скляна, фармацевтична і парфумерна та багато інших промисловостей, космонавтика і ще низка теоретичних та прикладних наук і галузей промисловості. Вважаємо, що без осадових порід і науки про них сучасна цивілізація була б або цілком неможливою, або дуже неповною і деформованою.

Зв'язки літології з фундаментальними науками про речовину (або матерію) – хімією та фізикою – і методичні, і теоретичні: це широке використання методів аналізу речовини і законів фазових та інших переходів, хоча воно обмежене неможливістю зведення складніших геологічних процесів до суто фізичних та хімічних. Однак без знання фізичних та хімічних законів і методів неможливо зазвичай пізнати закони геологічні. У цих законах, як і в геологічній формі руху матерії, відбувається синтез законів фізики і хімії. Постійно розширюються і міцніють зв'язки літології з суто методичною наукою – математикою. Сучасна літологія щораз ширше використовує не лише методи числення, теорію вірогідностей і статистику, а й математичну логіку, нові види аналізів та обчислювальну техніку.

В останні 25–30 років з огляду на виникнення глобальних екологічних проблем і формування екологічного циклу наук виникли й інтенсивно розвиваються зв'язки між літологією та екологією. За неповними даними, у 80-х роках ХХ ст. людство добувало із земних надр понад 150 мільярдів тонн мінеральних копалин (В. Вернадський, 1969; Л. Рухин, 1969; М. Логвиненко, 1984; Н. Страхов, 1986; Б. Прошляков, В. Кузнецов, 1991; В. Фролов, 1993). Весь трагізм цієї ситуації полягає в тому, що лише 1–2 % цієї грандіозної маси використовують доцільно, а решта (понад 98 %) йде у відвали, терикони, хвостосховища, відстійники й інші техногенні малоприємні утворення та рельєфи. Щоб уявити собі масштаби цього процесу, зазначимо, що якби таку масу породи завантажити у вагони, то утворився б залізничний ешелон завдовжки понад 1 млн км, який би 25 разів оповив Землю по екватору! А якщо нагадати, що тенденція розвитку гірничодобувної промисловості зростає вдвічі кожні сім–десять років, то проблема стає насправді загрозливою.

Дуже важлива і не менш складна проблема охорони довкілля, у якій літологія може надати екологам серйозну допомогу, – це *проблема стічних вод*. Майже вся вода, яка нині стікає з земної поверхні, є брудними та отруйними сумішами, не придатними не лише для пиття, а й для технічних цілей. Серед численних методів знешкодження й утилізації стічних вод (у тому числі шахтних та рудничних) одним з найперспективніших є геологічний метод, суть якого полягає в тому,

що ці води закачують у поруваті осадові породи, де вони проходять природну фільтрацію й очищення. Знайти такі породи-колектори без попередніх літологічних досліджень неможливо. Також лише літологи можуть визначити, де варто відновлювати ґрунт, ліс чи луки. Отже, можна говорити про зародження нового наукового напрямку – *літоєкології*.

В. Фролов (1992) наголосив, що літологія є *методологічною* наукою, що визначена надзвичайною складністю її об'єкта, який є на стику багатьох різнорідних світів: ендегенного й екзогенного, земного і космічного, сучасного і давнього, природного і штучного, техногенного. Тому умовою розвитку літології є застосування системного аналізу і тісний зв'язок з *філософією*, передусім з *матеріалістичною діалектикою та логікою*.

І загалом літологія, як досить молода наука, уважно стежить за станом інших наук і однією з перших використовує їхні новітні надбання. Зокрема, під час розшуків осадових корисних копалин (особливо нафтогазоносних структур тощо) широко застосовують результати космічних досліджень. У ході вивчення речовинного складу осадових утворень літологія використовує широкий спектр сучасних фізико-хімічних методів дослідження мінералів та порід.

Ще 1940 р. видатний радянський літолог *Л. Пустовалов* так визначив завдання і мету нашої науки: *“Усебічно вивчити осадові породи, визначити їхній літогенез, відтворити фізико-хімічні і біологічні умови нагромадження осаду та дати прогноз про наявність серед цих порід корисних копалин осадового походження”*.

Питання про завдання та цілі літології розглядало багато дослідників, серед яких – *Г. Мільнер* (1922–1968), *О. Заварицький* (1932), *М. Швецов* (1934–1958), *Л. Рухін* (1953–1969), *М. Логвиненко* (1967–1984), *Б. Прошляков* та *В. Кузнецов* (1991), *В. Фролов* (1992) та ін. Аналіз цих матеріалів привів нас до висновку, що головні завдання сучасної літології треба поділяти на теоретичні (або стратегічні) та практичні (або тактичні).

Теоретичні (стратегічні) завдання літології на сучасному етапі, на нашу думку, полягають у такому.

1. *Узагальнення на сучасному рівні із застосуванням новітніх технологій величезного фактичного матеріалу про осадові породи, накопиченого наукою за останні 150 років, і створення на цій основі сучасної теорії літогенезу.*
2. *Вивчення сучасними методами всіх типів осадових порід.*
3. *Продовження і розширення досліджень сучасних осадів, особливо океанічних. Вирішення проблеми використання в господарстві ресурсів Світового океану, зокрема залізо-*

манганових конкрецій. Нагадаємо, що свого часу українські вчені брали в цьому дуже активну участь.

4. *Створення карт сучасних осадов Землі на підставі космічних знімків.*
5. *Створення палеогеографічних та літолого-фаціальних карт для всіх геологічних систем від докембрію до голоцену і для всієї Землі.*
6. *Дослідження хімічного складу осадових порід новітніми методами і створення сучасного вчення про їхню геохімію.*
7. *Подальше вивчення ролі живих організмів та органічної речовини в літогенезі, створення нового розділу науки про осадові породи – біолітології.*
8. *Запровадження у практику літологічних досліджень методів нанотехніки та інших сучасних технологій.*
9. *Створення сучасної теорії та методів стадіального аналізу.*
10. *Подальше вивчення можливостей і технологій використання осадових порід у промисловості та створення прикладної літології.*
11. *Дослідження речовинного складу і сучасних технологій утилізації відходів промисловості та створення екологічної літології.*
12. *Вивчення парадоксу геологічного часу і його ролі в літогенезі та створення відповідної науки.*
13. *Продовження і розширення досліджень еволюції седиментаційних процесів протягом геологічної історії Землі і створення нового розділу нашої науки – історичної (або еволюційної) літології.*
14. *Продовження і розширення досліджень літології докембрію як найважливішого методу вивчення проблеми виникнення Землі зокрема та Сонячної системи загалом.*
15. *Дослідження осадових порід інших планет і створення літології планет Сонячної системи.*
16. *Розробка і затвердження Всесвітнім геологічним конгресом єдиної генетичної класифікації осадових порід.*
17. *Упорядкування і створення єдиної міжнародної літологічної номенклатури і термінології.*

Практичні (тактичні) завдання літології зводяться до такого (В. Фролов, 1992; В. Кузнецов і Б. Прошляков, 1991).

1. *Вивчення речовинного складу осадових порід і пов'язаних з ними корисних копалин, тобто їхнього мінерального і хімічного складу, структури, текстури, укладки, фізич-*

- них властивостей (міцності, поруватості, об'ємної ваги, стійкості тощо), кольору, органічних решток та інших включень, ступеня змінності, форми тіл тощо.*
2. Вияснення генезису осадових порід як для глибшого пізнання цих утворів, так і для вирішення загальногеологічних завдань, особливо для палеогеографічних реконструкцій та вияснення етапів розвитку регіонів і всієї Землі.
 3. Допомога у вивченні магматичних і метаморфічних порід, які у вигляді уламків трапляються в осадах та породах і завдяки цьому збережені для вивчення і відновлення материнських масивів.
 4. Допомога у вирішенні стратиграфічних завдань, що полягає в такому:
 - а) *визначення послідовності нашарування;*
 - б) *кореляція розрізів на підставі їхньої циклічної будови, зміни теригенних (а іноді й аутигенних) мінералів і геохімічних спектрів у часі, простежування перерв, маркувальних горизонтів і включень;*
 - в) *розчленування відкладів на місцеві літологічні та регіональні стратиграфічні підрозділи;*
 - г) *визначення нормального або перевернутого залягання.*
 5. *Вивчення осадових і вулканогенно-осадових формацій, тобто природних регіональних парагенетичних асоціацій гірських порід для відновлення геотектонічного режиму, кліматичних і палеогеографічних умов та обстановок і виявлення закономірностей розміщення родовищ корисних копалин, у тому числі схованих, оскільки вони займають певне місце у тілі формації, будучи генетично зумовленими.*
 6. *Подальший розвиток теорії літогенезу.*
 7. *Поглиблення знань у галузі катагенезу порід.*
 8. *Розробка методів числової оцінки ступеня катагенетичних змін осадової гірської породи стосовно різноманітних сполучень термобаричних та геохімічних умов і віку.*
 9. *Розвиток і конкретизація уявлень про періодичність та еволюцію осадового процесу.*
 10. *Літолого-фаціальне та палеогеографічне картування регіонів з метою відновлення геологічної історії та визначення напрямів розшуків конкретних осадових корисних копалин і обґрунтування оптимальних систем розробок.*
 11. *Вивчення залежностей колекторських властивостей від літологічного складу порід.*

12. *Розробка і вдосконалення літологічних основ прогнозування природних резервуарів нафти та газу.*

Легко помітити, що завдання літології порівняно із завданнями петрографії ендегенних порід суттєво інші, різноманітніші та мають загальногеологічне значення. Літологія обслуговує не лише власні потреби, а й петрографію ендегенних порід та всі інші геологічні теоретичні (стратиграфія, тектоніка, палеонтологія та ін.) та прикладні (мінералогія, інженерна геологія, гідрогеологія тощо) науки.

Значення літології зумовлене названими вище завданнями і значенням осадових порід як свідчень минулих епох і як корисних копалин, а також як основ для розвитку ґрунтів і життя на Землі та для будівництва різноманітних інженерних споруд.

Отже, *наукове значення літології* полягає в неперевершеній геосторичній інформативності осадових порід на всіх ієрархічних рівнях (від Землі загалом і всієї її історії до найдрібніших ділянок та відрізків часу), важливих загальногеологічних узагальнень та законів, виявленні сучасних і давніх зональностей різних типів та масштабів, з'ясуванні диференціації речовини та її інтеграції, циклічності і необерненості седиментації тощо (В. Фролов, 1992).

Практичне, або прикладне, значення літології зводиться до двох аспектів. *По-перше*, осадові утворення покривають понад 75 % площі континентів (в Україні – понад 80 %) і лівову частину дна Світового океану. *По-друге*, осадові породи здебільшого є дуже цінними корисними копалинами або вміщують їх. За даними Л. Пустовалова (1964), 95 % усіх корисних копалин, які людство видобуває із земних надр, мають екзогенне походження. До них належать 100 % горючих копалин, загальна вартість яких нині становить понад 3/4 вартості всієї мінеральної сировини, що її використовує людство, і зростає з кожним днем, а також 100 % руд Al, Fe, Mn, Mg, рідкісних земель і Sn (із розсилиць), калійних та інших солей, йоду, фосфоритів, вогнетривів, хімічної, керамічної, скляної, цементної та іншої сировини, 90 % руд U та Th, 50–80 % – Cu, Pb, Zn, Ni, Co, головна маса різноманітних будівельних матеріалів, флюсів тощо. А якщо врахувати, що вода і лід також є екзогенними утворами (у XXI ст. чиста вода стане найдорожчою корисною копалиною), то практичне значення осадових порід зростає ще не на один порядок. Також осадові утворення є поверхневими геологічними утвореннями, які слугують, передусім, фундаментом для інженерних споруд, що стають щораз грандіознішими, і на них розвивається ґрунт – основа життя на Землі. Будучи поруватими, осадові гірські породи є ідеальними пастками-колекторами (природними і штучними) для флюїдів (води, нафти, газу), а також ємностями для

захоронення стічних вод та інших шкідливих відходів виробництва. Цей перелік можна продовжити, однак і з цього чітко випливає висновок, що *сучасна цивілізація неможлива без осадових порід, а отже, без літології.*

Теоретичне значення осадових порід багатостороннє. Вони дають значну інформацію перш за все про екзосферу – вона “записана” на них, у принципі, зрозуміло. Осадові породи у складі, структурі, текстурі, включеннях, фізичних та інших властивостях зберігають сліди фізико-географічного середовища, хімічних, фізичних, біологічних умов та процесів. За ними і за їхніми компонентами відновлюють тепловий режим, вологість, географічну широту, вектор намагнічуваності земного магнітного поля, солоність води, газовий режим, рельєф, тектонічний режим і багато іншого. За осадовими породами реконструюють давні географічні (палеогеографічні) обстановки і розвиток атмосфери, гідросфери, біосфери і літосфери.

Шаруватість осадових порід, або ширше – їхня чітка стратифікованість, – найважливіший історичний документ у геології, який дає змогу визначати послідовність геологічних подій, як великих та глобальних, так і дрібних, локальних, і впевнено, об’єктивно вибудовувати їх в історичний ланцюжок, ніби нанизуючи на вісь часу. Тому осадові породи є у фундаменті всіх загальних та окремих геоісторичних побудов. За ними відновлюють історію не тільки осадонагромадження, а й магматизму, метаморфізму, тектонічних рухів, розвитку атмо- і гідросфери, зміни кліматів тощо. Розсіяні на великих площах в осадах уламки магматичних і метаморфічних порід зазвичай добре зберігаються і за ними можна відновити історію магматизму, вулканізму, метаморфізму, а також склад зниклих порід.

Осадові породи як дзеркало відбивають тепловий потік з надр, тип і інтенсивність тектонічних рухів, наприклад, горизонтальні напруження – складчастістю, сколами, кліважем та сланцюватістю. Загальну анізотропність осадових порід використовують для визначення нормального або перевернутого залягання шарів.

Ще більшу практичну і теоретичну роль осадові породи відіграють у *стратиграфії*, будучи в основі кореляції, розчленування розрізів та визначення неповноти геологічного літопису. Без осадових порід неможливо виконати формаційний аналіз та розшуки корисних копалин, у тому числі неосадових. Осадові породи допомагають вирішувати палеокоσμологічні і палеоастрономічні завдання і зберігати середовище проживання.

2. Історія літологічних досліджень

Як це не парадоксально, однак має повне право на існування твердження, що людина стала людиною тоді, коли вона почала свідомо використовувати осадові утворення, тобто зайнялася літологією. Бо, як доводить сучасна антропологія, людина стала людиною тоді, коли вона почала виготовляти знаряддя для своєї діяльності. Відомо, що ці знаряддя (рубила, скребки, зброю тощо) вона виготовляла перш за все з кременю, обсидіану, кварцитів та інших твердих мінералів і порід, більшість з яких є осадовими утвореннями. З давніх часів людина користується сіллю. Дещо пізніше вона навчилася виготовляти з глини та піску кераміку, за якою археологи визначають вік та вид тієї чи іншої давньої культури. З'ясовано, що гончарний круг існував у шумерів уже за 4 тис. років до н. е. Давні художники, малюючи на скелях віковічні картини, користувалися природними фарбами (охрами, глауконітом та ін.). Пізніше людина оволоділа міддю, залізом, глинами, вапняками для будівництва, вугіллям тощо і поступово накопичує відомості про осадові породи. Недарма перший період існування людини названо кам'яним віком, який поділяють на дві епохи – палеоліт і неоліт. Археологічні дослідження засвідчують (Є. Лазаренко, 1956), що первісній людині в палеоліті було відомо близько 20 мінералів, а в неоліті уже 40 мінералів і 10 гірських порід. Давні єгиптяни чудово знали властивості багатьох осадових порід, використовуючи їх для будівництва гігантських пірамід та інших споруд. Судячи за віковими пам'ятками, що залишені єгиптянами, а також промисловістю фінікійців і китайців, ці народи мали чіткі уявлення про різноманітні властивості мінералів, зокрема, осадових. На Давньому Сході було нагромаджено величезну кількість фактів з різноманітних галузей науки, що їх запозичили греки й об'єднали у стрункі наукові системи, з яких виникла антична філософія. До грецького періоду належить найдавніший трактат про мінерали (у тому числі осадові) – “Про камені” Феофраста (371–286 рр. до н. е.), який вважають початком мінералогії. Цей трактат, по суті, є

прикладною мінералогією, бо враховує застосування мінералів. Феофраст поділяв мінерали на три групи: метали, камені, землі, і описав 16 мінеральних видів. Мінералогічні відомості є в чотирьох трактатах римського вченого Плінія Старшого, який загинув 79 р. під час виверження Везувію; він зібрав усі відомі на той час дані про мінерали та їхні властивості.

Після праць Плінія впродовж тривалого (майже 1000 років) середньовіччя наукова розробка питань, пов'язаних з природою, фактично припинилася. Лише в країнах Сходу зафіксовано деякий науковий прогрес. На особливу увагу заслуговують праці таких натуралістів з Хорезму, як *Аль-Біруні* (973–1050) та *Авіценна* (979–1037) – єдиних відомих мінералогів середньовіччя. У Хайдерабаді (Індія) 1937 р. опубліковано працю Аль-Біруні “Книга зведень для пізнання дорогоцінностей”, написану ще 1048 р. Ця книга складається з двох частин. У першій описано 36 мінералів, до яких зачислено органічні сполуки (камені мускусних тварин і перли) та штучні утворення (скло, емаль, порцеляна). У другій частині наведено 12 назв металів, у тому числі чотири сплави. Книга має посилання на твори з різноманітних галузей знань і вирізняється критичним підходом до мінералогічних творів попередників і знаннями, отриманими від торгівців дорогоцінностями, ювелірів, майстрів з обробки каменів і металів. Аль-Біруні, описуючи мінерали, користувався такими їхніми фізичними властивостями, як твердість і питома вага, які він визначив з великою точністю (Є. Лазаренко, 1956).

Ще більший внесок у знання про камені зробив *Абу Алі аль-Хусейн ібн Абдаллах ібн Сіна*, більше відомий як *Авіценна*, або *Ібн-Сіна* – видатний перський (таджицький) філософ, учений XI ст. Він був найвідомішим філософом середньовічного ісламу, послідовником античної традиції Арістотеля та Платона, яку прагнув пристосувати до практичних потреб життя та завдань природничо-наукових досліджень. Його енциклопедія – “Канон лікарської науки”, що є зведенням накопичених до його часу медичних знань, а також власних спостережень лікаря-практика, у п'яти частинах, – була протягом багатьох століть обов'язковим керівництвом для лікарів, у тому числі в середньовічній Європі. У практиці він широко використовував лікувальні властивості різноманітних мінералів і порід, особливо осадових.

Авіценна поділяв усі мінерали на чотири групи: 1) камені та землі, 2) сірчані мінерали, 3) метали, 4) солі. Ця класифікація є певним кроком уперед порівняно з Феофрастом.

З XI по XV ст. ніякого прогресу у вивченні мінералів і гірських порід не відбулося. І лише в другій половині XV ст. з'явилися перші дані про осадові утворення, які можна сприймати як серйозну наукову

інформацію. Це пов'язано з ім'ям італійського генія *Леонардо да Вінчі*. Керуючи будівництвом каналів у Північній Італії, він допитливо спостерігав за нашаруванням осадових порід та рештками морських черепашок у них і дійшов висновку, що в давні часи ці черепашки існували на морському дні, а потім море відступило. Отже, море і суходіл не завжди були там, де вони є нині, а зміна меж відбувається поступово. На думку Леонардо, такі явища простежуються і нині. Тому вивчення сучасних явищ природи може допомогти в ході дослідження давніх процесів. Цим були закладені основи методу актуалізму, який остаточно сформульовано лише у XIX ст. і який науковці використовують нині. Леонардо рішуче був проти легенди про “всесвітній потоп”, яким до нього і ще довго потім пояснювали все, що спостерігали в осадових утвореннях. Особливу увагу він звернув на руйнівну дію вод, що течуть, і на пов'язане з цим утворення уламкових порід. Погляди Леонардо да Вінчі набагато випередили науку того часу. Навіть такі відомі вчені, як Агрікола, не змогли сприйняти всю глибину поглядів Леонардо і піти далі. Зокрема, утворення осадових порід Агрікола пов'язував з процесами, у яких провідну роль відігравали “загустілі соки Землі” (В. Шафрановський, 1972).

Значний внесок у вивчення осадових утворень зробив *Ніколас Стенон* (1638–1686), більше відомий як кристалограф, автор закону про постійність гранних кутів та ін. Однак він досліджував і екзогенні процеси та утворення осадових порід. Перший розділ його трактату “Про тверде, що природно вміщується у твердому” (1669) названий “Шари Землі” і починається словами: “Шари Землі належать до осадів із рідин...”. Отже, Н. Стенон цілком правильно уявляв собі процеси утворення осадових порід випаданням їхніх часточок із водного середовища під дією сили тяжіння. Це було революційне відкриття, яке заклало фундамент майбутнього вчення про фації. Н. Стенон уперше звернув увагу на первинне горизонтальне залягання шарів, їхню форму, протяжність та інші ознаки осадових гірських порід, тобто вперше описав пласт (В. Шафрановський, 1972).

На жаль, прогресивні погляди згаданих учених не змогли зламати стіну напівфантастичних уявлень середньовічної науки. До того ж, ні Леонардо, ні Стенон не вважали себе геологами (та й такого поняття тоді не існувало), а вивчали осадові утворення попутно в ході інженерних або палеонтологічних досліджень.

Більш цілеспрямоване дослідження сучасних осадів та деяких осадових порід почалося у XVIII ст. і пов'язане з накопиченням фактичного матеріалу та знань про осадові породи. Однією з перших праць того періоду є дослідження золотоносних пісків Франції, виконане

Р. Реомюром (“Історія річок і струмків Французького королівства, що несуть золоті лусочки”).

Величезний внесок у вивчення осадових утворень і загальний розвиток геологічних наук зробив геніальний російський учений *М. Ломоносов* (середина XVIII ст.). У його праці “О слоях земных” порушені в загальній формі основні проблеми сучасного вчення про осадові утворення. Учений висловив здогади про коливні рухи земної поверхні та їхній вплив на утворення осадових порід. Завдяки порівнянню сучасного торфу і викопного кам’яного вугілля *М. Ломоносов* цілком правильно пояснив походження цього вугілля, а також нафти, бурштину й інших утворень. Він широко використовував і розвивав метод актуалізму; уперше торкнувся питання про постседиментаційні (діагенетичні) зміни осадів – проблеми, які інтенсивно досліджують у наші часи. *М. Ломоносов* висловив низку принципово важливих і правильних думок та гіпотез про умови формування осадових утворень. Його погляди були революційними і на століття випередили рівень сучасної йому науки. Академік *В. Вернадський* писав з приводу теорії *М. Ломоносова* про органічне походження нафти, що він не знає жодної теорії XVIII ст., яку можна було б поставити на один рівень з цими поглядами.

Загалом же XVIII ст. було періодом накопичення перших фактичних відомостей про осадові утворення. Однак це була ще нерозчленована геологія і від *Ломоносова* ще не починається історія літології як самостійної науки.

Навіть у винятково науковому плідному XIX ст. з уведенням *Г. Сорбі* поляризаційного мікроскопа 1850 р. ще не існувало літології, хоча літологічні праці відомі. Їх виконували в рамках єдиної петрографічної науки. Навіть за домінування в геології стратиграфії і палеонтології низку систем (кам’яновугільна, або карбон, крейдяна) та відділів (ооліт, тобто верхня юра) у цей час названо літологічними термінами, що свідчить про знання більшості осадових порід. Однак ці знання спочатку були більше деклараційно-генетичними, ніж глибоко мінералогічними і петрографічними. Цьому періоду домінування загальних уявлень над фактичними знаннями складу і будови ми зобов’язані введенням і розвитком фундаментальних понять у геології про *фації* і *генетичні типи відкладів*. Перше поняття в сучасному вигляді ввів у науку *А. Греслі* (1838), який розумів фацію як літологічний або палеонтологічний різновид шару чи горизонту в певному місці, тобто ділянку, яка відрізняється від сусідніх ділянок і відображає умови осадонагромадження. Це поняття швидко поширилось в усіх країнах. У Росії його активно застосовували і розвивали *М. Головкинський* (1869), *А. Іностранцев*, *О. Карпінський* (1880) та ін. Одночасно з *А. Греслі* французький геолог

К. Прево (1838–1839) розробив генетичну класифікацію “формацій”. Він виділяв морські, солонуватоводні озерні, болотні, річкові, травертинові та наземні (очевидно, субаеральні) формації. Хоча класифікація не витримана ні за принципом, ні за масштабом підрозділів, вона відіграла певну історичну роль і відобразилася у вченні про формації та генетичні типи відкладів.

Учення про генетичні типи континентальних утворень четвертинного часу розроблене російськими геологами у другій половині XIX ст. Воно поставило вивчення генезису осадових порід, як і фаціальний метод, на наукову основу. Найбільший внесок зробили *О. Павлов*, *В. Докучаєв*, *С. Нікітін*, *Г. Траутшольд*. *В. Докучаєв* розробив учення про ґрунти як особливий генетичний тип елювіальних утворень, відтоді воно визнане в усьому світі, так що терміни “чернозём”, “серозём”, “краснозём” та інші вимовляють по-російськи. Також *В. Докучаєв* описав алювії (1878), *Г. Траутшольд* (1876) виділив елювії, *С. Нікітін* (1890) багато зробив для вивчення алювію, *О. Павлов* (1888, 1894, 1898 та ін.) виділив делювії, пролювії, вивчав зсувні та інші схилові, алювіальні й інші відклади і сформулював учення про генетичні типи континентальних відкладів. У 40- та 50-х роках XX ст. це вчення з успіхом розвивали *М. Ніколаєв* і *Є. Шанцер* (1966), а потім його поширили на морські (*В. Фролов*, 1964, 1984 та ін.) і давні відклади.

Величезний внесок у формування і розвиток петрографії осадових порід як науки зробив відомий англійський учений *Г. Сорбі*.

Чималий імпульс розвитку літології надали експедиції на судні “Челенджер” (1872–1876) під науковим керівництвом *Д. Мюррея* і *А. Ренара*. Були випробувані осади всіх океанів. Паровий корвет британських ВМС “Челенджер” водомісткістю 2 306 т (капітан *Д. Нейрс*, начальник наукової групи *У. Томсон*) пройшов 68 890 морських миль (130 тис. км), виконано 492 проміри глибин і 263 серії замірів температури, драговано дно на 133 станціях і виконано 151 біологічне тралення. Матеріали опрацьовувала група із 76 дослідників під керівництвом *Д. Мюррея*. Звіт у 50 томах опубліковано 1895 р. Зібрано величезні біологічні колекції, які охоплюють багато тисяч видів, відкрито понад 700 нових родів організмів. До експедиції було відомо 600 видів радіолярій, а науковці “Челенджера” зібрали 3 500 нових видів одноклітинних. Їм вдалося виявити найглибше місце в океані, відоме на той час як западина Челенджера в глибоководному жолобі біля Маріанських островів.

Н. Андрусов (1890–1896) вивчив чорноморські осади і виявив сірководневе зараження його вод, а *Н. Кніпович* (1898–1906) – осади Баренцового моря. Було відкрито підводний світ та його седиментогенез.

Власне осадові породи і мінерали у другій половині XIX ст. почали вивчати систематично, а саме: *К. Гюмбель* (1886), *К. Глінка* (1896), *В. Ламанський* вивчали глауконіти; *М. Сидоренко* (1894), *В. Чирвинський* (1907), *Я. Самойлов* (1911, 1914, 1915) – фосфорити; *М. Соколов* (1901) – манганові руди, *С. Попов* (1911) та інші – залізні руди. Літологічне вивчення найчастіше проводили в межах регіональних стратиграфічних досліджень, і в них літогенетичні інтерпретації з успіхом і методично правильно комплектували з палеогеографічними та історико-геологічними. Класичними є дослідження верхньої крейди *Г. Радкевича* (1891) та *А. Архангельського* (1912, 1916), карбону, пермі (у тім числі й генезис доломітів) Самарської Луки *М. Ноїнського* (1913), ролі бактерій та інших осадових мікроорганізмів в осадо- і рудоутворенні *М. Єгунова* та *Г. Надсона*. Наприкінці XIX ст. розпочав дослідження кременів, фосфоритів та інших осадових порід француз *Л. Кайо*. *Дж. Хіршвальд*, *Х. Дрю* вивчили осади Багамської банки, *А. Гребо*, *Дж. Ньюбері*, *А. Рюто* (1883) – осадові цикли різних порядків.

Одночасно розвивалася і розширювалася методична база літології. *Ж. Туле* вперше застосував важкі рідини для розділення мінералів осадових порід за густиною; одна з них – суміш йодистого калію та йодистої ртуті – названа його ім'ям. *А. Делесе* (1899) уперше провів електромагнітне розділення мінералів, а *А. Ле-Шательє* – термічний аналіз (1885). *О. Карпінський* (1880, 1881, 1894, 1919 та ін.) впровадив мікроскопічний метод у петрографію і розробив палеогеографічний метод геотектонічного аналізу. *Й. Вальтер* (1893–1894) детально описав сучасні фації – відклади різних умов осадотворення, і розвинув фаціальний метод. Зразком комплексних літолого-стратиграфічних досліджень, проведених до Першої світової війни, стала праця *А. Архангельського* (1912) щодо верхньої крейди Руської платформи з широким використанням актуалістичних даних про океанічні осади та методу Греслі. Тут закладено основи перспективного порівняльно-літологічного методу, пізніше з успіхом застосованого *М. Страховим* та іншими літологами.

Незважаючи на глибокі літологічні дослідження кінця XIX–початку XX ст., тоді вони ще не були самостійною наукою, їх проводили в межах загальної петрографії або регіональної стратиграфії – першого та другого джерел літології. Третє джерело – вивчення сучасних морських осадів – ще не працювало в повну силу.

На питання про час виділення петрографії осадових порід у самостійну науку є два погляди. Наприклад, *Ф. Петтіджон* (1981) вважає, що відокремлення вчення про осади від стратиграфії як дисципліни започатковане у президентській промові *Г. Сорбі*, яку він виголосив перед геологічним товариством Лондона 1879 р. Хоча інтерес *Г. Сорбі*

до осадів яскраво продемонструвала його перша стаття, опублікована 1850 р., його доповідь “Про текстуру і походження вапняків” (1879) та стаття “Про текстуру і походження некарбонатних шаруватих порід”, опублікована наступного року, означали поворотний пункт у вивченні осадових порід. Дослідник сконструював поляризаційний мікроскоп і першим почав вивчати осадові породи в шліфах (метод, що відіграв винятково важливу роль у вивченні порід загалом). Однак інтерес Г. Сорбі до осадових порід був більшим, ніж інтерес до них як до елемента стратиграфічного розрізу. Його цікавили породи самі по собі. Він уважав їх об’єктом, вартим вивчення і розуміння. Г. Сорбі справедливо вважають піонером науки про осадові породи. В багатьох випадках він випередив свій час. Наприклад, у його статті 1859 р., присвяченій скісній шаруватості, розглянуто застосування первинних осадових текстур для палеогеографічних побудов і виражено підхід, який лише нині отримав загальне визнання. Остання стаття 82-річного Г. Сорбі “Про застосування кількісних методів до вивчення текстур і походження порід”, опублікована 1908 р., незадовго до його смерті, випередила розробки, що з’явилися через декілька десятиріч. Детальніше роль Г. Сорбі у розвитку петрології висвітлена в праці *Р. Фолка* (1965).

На думку провідного російського літолога *В. Фролова* (1992), час зародження нової науки найвірогідніше визначати за її виділенням із загальної, материнської науки, що найчастіше збігається з початком читання відповідних курсів у навчальних закладах. З огляду на це зародження літології можна приурочити до 1922 р., коли *М. Швецов* уперше почав читати курс петрографії осадових порід студентам Московського університету. Практично тоді ж *А. Гребо* викладав аналогічний курс у США, *О. Заварицький* – у Ленінградському гірничому інституті, а *Б. Кротов* – у Казанському університеті (1925). Такий дружний старт свідчить про те, що у світовій геології нарівні час для нової фундаментальної науки, і вона підготовлена не лише розвитком геології, а й запитами практики. Зародження нової науки майже завжди зумовлене потребами реального життя, у цьому випадку – розвитком економіки і промисловості. У період, що передував Першій світовій війні, у роки війни й особливо після неї різко зросла потреба у вугіллі, нафті, залізі, алюмінії, кольорових металах та інших мінеральних ресурсах. Запит промисловості і сільського господарства найконкретніше був адресований осадовим петрографам, що вивчали породи, які в максимальному ступені вміщують ці корисні копалини (величезні запаси, близькість до поверхні та легші умови розробки).

Уважаємо, що між цими двома думками можливий такий компроміс: літологія як наука сформувалася під впливом праць Г. Сорбі у

80-х роках XIX ст., а як навчальний предмет – на початку 20-х років XX ст.

Небачений розмах усіх геологічних робіт, зокрема в СРСР у зв'язку із завданнями реконструкції й індустріалізації, та загальний підйом економічного життя зумовили зародження не лише літології, а й геохімії, геофізики, морської геології, палеоекології і вчення про фації. Лекції про фації Д. Налівкін розпочав читати в Гірничому інституті Петрограда 1922 р. У 1927 р. він опублікував працю “Пески и течения”, а 1931 р. – “Учение о фациях” (2-ге видання 1933 р., а 3-тє, двотомне – у 1955–1956 рр.). О. Аншелес із 1925 р. розвивав важливий для того часу теригенно-мінералогічний аналіз, на якому ґрунтується кореляція розрізів нафтових свердловин та відновлення складу і розташування областей знесення теригенних компонентів живлячих осадових провінцій. Класичне дослідження продуктивної (на нафту) пліоценової товщі Апшерону у 1931–1937 рр. виконав В. Батурін, а після Другої світової війни по європейській частині і Кавказу – В. Гросгейм. Аналогічні дослідження в Англії проводив Г. Мільнер, підручники якого тричі публікували в СРСР (1933, 1934, 1968). На цій базі розвинувся імерсійний метод (О. Аншелес, В. Батурін, С. Вишняков, В. Татарський та ін.).

Вивчення горючих копалин – каустобіолітів – розвивалося найбільш динамічно. М. Залеський, Ю. Жемчужников, а після 1945 р. А. Матвеев, Г. Крашенінников, В. Яблоков, Г. Іванов, А. Кобилєв, Л. Ботвінкін, П. Тимофєєв та багато інших вивчали вугілля та вмісні породи Донбасу, Воркути, Кузбасу, Челябінського та інших басейнів і заклали основи дуже важливого розділу петрографії – вуглепетрографії та фаціально-циклічного, фаціально-тектонічного, палеогеоморфологічного й інших осадових методів генетичного аналізу осадових товщ. Основи вчення про нафту в СРСР розробили І. Брод, В. Вебер, М. Вассоєвич, А. Добрянський, В. Успенський, С. Неручев, Г. Стадников, О. Радченко та ін. Нафтогазоносні відклади вивчали С. Саркісян, Г. Теодорович, А. Алієв, І. Конюхов, а продовжують вивчати А. Трофимук, Б. Прошляков, В. Кузнецов, В. Семенович, Ю. Бурлін, М. Калінко, А. Акрамходжаєв, А. Дмитрієвський, А. Бабаєв та ін.

Карбонатні породи з успіхом досліджували М. Швецов, М. Страхов, В. Маслов, Г. Теодорович, І. Хворова, С. Тихомиров та ін.; силіцити – Я. Самойлов, Є. Рожкова, Л. Лібрович, М. Касін, М. Штрейс, Д. Топорков, К. Кожевников; залізні й манганові руди – М. Страхов, Б. Кротов, Л. Пустовалов, А. Бетехтін, М. Штрейхлес; фосфорити – А. Казаков, А. Архангельський, Г. Бушинський, Ю. Сеньковський; солі – Л. Пустовалов, М. Курнаков, М. Валяшко, В. Флоренський, О. Петриченко, В. Ковалевич та ін.; боксити – С. Малявкін, С. Вишняков, А. Архангельський,

О. Брунс; глини – П. Земятченський, А. Корженевська, М. Вікулова; кори звітрювання – Б. Полинов, О. Ферсман, П. Земятченський, І. Гінзбург, А. Додатко, А. Савко.

У 1921 р. створено Плавучий морський інститут Плавморін, незабаром перейменований у Державний океанографічний інститут, а потім – в Інститут рибного господарства й океанографії. У дослідженнях, що розгорнулися у внутрішніх та окраїнних морях (Чорному, Каспійському, Білому, Баренцовому), а потім і в Північному Льодовитому океані, активну участь узяли Я. Самойлов, М. Кльонова (1948), А. Архангельський, М. Страхов, В. Зенкович (1962), Т. Горшкова та ін.

Іntenсивно розвивалися літологічні й океанографічні дослідження в інших країнах. Л. Кайо (Франція) опублікував продовження петрографічного опису порід (Сауеух, 1931 та ін.), особливо піщаних та кременевих (1929) і карбонатних (1935). Еталонними стали петрографічні описи конгломератів, вапняків, глауконіту А. Гаддінга (Швеція). У. Твенгофел (США) видав “Вчення про утворення осадових порід” (1925–1932), опубліковане 1936 р. російською мовою. Тривали дослідження вапнякової седиментації Великої Багамської банки (М. Блек, Е. Торп, К. Сміт та ін.), шельфу (У. Бредлі, А. Рів’єр та ін.), рифів (О. Прат’є, К. Янг, Е. Камінгс та ін.), глауконітів (Е. Гільєр, Г. Талахаши та ін.), кременевих осадових порід (Е. Девіс, К. Хард, Н. Талліафєро, А. Тарп та ін.), туфів (К. Уентворт, Х. Вільямс та ін.), сучасних і давніх дельт (К. Чедвік, Х. Фікс, Р. Расел та ін.), підводних каньйонів (Р. Делі, Ф. Кюнен), що привели вже після Другої світової війни до вирішення проблеми походження флішу; а також з палеоекології (Х. Ледд, Дж. Хедпеч, Р. Ріхтер та ін.), учення про яку в СРСР тоді ж заснував Р. Геккер (1957) і розвинув О. Вялов.

Дуже потужним стимулом розвитку літології стали геохімічні дослідження В. Вернадського, О. Ферсмана, Ф. Кларка (1921, 1924), В. Гольдшмідта, Я. Самойлова, Л. Пустовалова, А. Казакова. Л. Пустовалов (1940) та А. Казаков, а після Другої світової війни Г. Теодорович (1958) розробили вчення про екзогенні геохімічні фації.

Отже, у період між світовими війнами літологія виділилася в самостійну науку і дисципліну й зазнала бурхливого та всеосяжного розвитку. Це відображено в публікації численних монографій, статей, методичних рекомендацій та підручників: Л. Кайо “Петрографічне вивчення осадових порід” (1916), Г. Мільнер “Петрографія осадових порід” (1922), О. Заварицький “Введение в петрографию осадочных пород” (1932), М. Швецов “Петрография осадочных пород” (1934), а також книжок Д. Налієкіна (1927, 1932), В. Батуріна (1937), В. Маслова (1937) та ін. У 1940 р. опубліковано двотомний підручник Л. Пустовалова “Пе-

тропографія осадочних порід”, який мав, без перебільшення, епохальне значення і який використовують геологи дотепер. На думку Л. Рухіна (1953), головні ідеї цієї праці можна сформулювати так.

1. Осадкові породи є закономірними за складом мінеральними утвореннями, у яких окремі компоненти тісно пов'язані між собою.
2. Осадкові породи розміщені закономірно, і між їхніми різними типами існує тісний генетичний зв'язок, а отже, історична спадковість.
3. Основою закономірностей розміщення осадкових гірських порід є наявність механічної та хімічної диференціації осадкової речовини. Вчення про осадову диференціацію, розроблене Л. Пустоваловим, виявило глибоку залежність між процесом утворення осадкових порід та умовами зовнішнього середовища.
4. У монографії наголошено на провідній ролі тектогенезу у процесі осадотворення, який зумовлює, зокрема, періодичність осадонагромадження. Процес осадонагромадження визначений як “періодичний, що безперервно розвивається, ускладнюється і наростає, природний процес”.

Отже, у праці Л. Пустовалова літологія вперше означена як фундаментальна, глибоко теоретична наука, що ґрунтується на величезному фактичному матеріалі й має різноманітні та важливі завдання й узагальнення, а осадкові породи розглянуті як закономірні природні утворення. Проте в книзі Л. Пустовалова низка важливих положень та розробок недостатньо підкріплена фактичним матеріалом, що породило бурхливу дискусію після Другої світової війни, яка завершилася 1952 р.

Після 1945 р. літологія вступила у зрілу стадію розвитку. Небаченими темпами нарощувались запаси і видобуток мінеральної сировини: нафти, газу, вугілля, руд фосфоритів, солей, вапняків, глин. Для атомної енергетики та атомної зброї знадобилися великі запаси урану. Як завжди, за таких різко зрослих запитів економіки, запаси виявляли лише в осадкових породах. Американський мінералог *Е. Хейнріх* (1962) писав, що за вісім років частка осадкових родовищ урану зросла з 10 до 92 %, а частка магматогенних, відповідно, зменшилася з 90 до 8 %.

Майже на початку цього етапу в СРСР розгорнулася літологічна дискусія, підсумки якої підведені на Першій Всесоюзній літологічній нараді (1952). Хоча нарада набула вужчої форми – взаємної критики теорії осадкової диференціації та закону періодичності осадонагромадження Л. Пустовалова і порівняльно-літологічного методу М. Страхова, на нараді та в розвитку дискусії були глибоко пророблені всі сторони літології

та головні проблеми геологічного розвитку Землі, зокрема, виявлено значення тектонічних та кліматичних рушійних сил в осадовому породоутворенні і з'ясовано винятково важливу роль осадових порід для вирішення багатьох геологічних завдань, нерідко віддалених від літології. Матеріали дискусії і наради, поряд з книгами Л. Пустовалова і М. Страхова, є актуальними і нині, їх необхідно знати кожному літологу і геологу. Народа головним завданням літології визнала створення теорії осадового процесу і формування корисних копалин. Великим внеском стала тритомна монографія М. Страхова "Основы теории литогенеза" (1961–1962), у якій розроблено вчення про типи літогенезу та їхню еволюцію в історії Землі. На сучасний рівень піднято геохімію седименто- і літогенезу, яку розвивали А. Ронов, В. Холодов, І. Грамберг (1973), Я. Юдович (1981), К. Сеславинський та ін.

Проривом у пізнанні докембрійського літогенезу стали праці О. Сидоренка, О. Луньової, А. Предовського, В. Соколова та ін. Виявилось, що і за глибоко метаморфізованими породами протерозою й архею можна впевнено відновлювати первинні риси осаду і складати палеогеографічні карти.

У 50–60-х роках ХХ ст. школою Ю. Жемчужнікова – В. Яблоковим, Л. Ботвінкіною, П. Тимофєєвим, А. Феofilовою та іншими – розроблено і з успіхом застосовано фаціально-циклічний аналіз вугленосних товщ. Деякі іншими методами працювали Г. Крашенінников, Г. Іванов, А. Кобилєв, М. Логвиненко, В. Фролов та ін. Вугленосні відклади стали еталоном, детально вивченим фаціально-генетичними методами, які незабаром почали застосовувати і для вивчення морських відкладів. Паралельно розвивався і генетичний аналіз Павлова на базі четвертинних та неогенових, тобто близьких до сучасних, континентальних відкладів (М. Ніколаєв, Є. Шанцер, О. Кожевніков, а нині Ю. Лаврушин, А. Лазаренко та ін.). У 60-ті роки вчення про генетичні типи Павлова В. Фролов зі співавт. поширив на морські і всі давні відклади, чим ліквідував розрив у методиці їхнього вивчення; поняття про генетичні типи морських відкладів розглянуто у працях Ф. Щербакіова, А. Чистякова та багатьох інших.

Розуміння геологічних формацій як регіональних парагенезів генетичних типів відкладів дало новий імпульс ученню про формації, або про формаціологію (В. Фролов, 1980, 1984 та ін.). Сучасний етап розвитку вчення розпочався в СРСР у 1938–1940 рр., коли незалежно один від одного А. Попов, М. Шатський і М. Вассоєвич усвідомили необхідність виділяти великі, регіональні, історико-геологічні за змістом парагенетичні асоціації гірських порід, за якими можна відновлювати геотектонічні режими, клімат і стадії розвитку басейнів та регіонів.

Не випадково вчення про формації зародилось у радянській геології, хоча його витoki є в німецькій геології XVIII ст. і європейській, точніше – альпійській, геології кінця XIX–початку XX ст. Не випадково й те, що його мало сприймають геологи Західної Європи і США, а одна з причин цього – свідоме або несвідоме сповідування позитивізму й емпіризму та острах використання у дослідженнях методу зворотного зв'язку (від гіпотез до фактів). Сучасна тенденція у розвитку уявлень про формації – це перехід від петрографічного розуміння (як парагенез порід; *М. Шатський, М. Херасков, В. Драгунов, В. Цейслер* та ін.) до генетичного (як парагенез генетичних типів відкладів або фацій; *В. Попов, М. Страхов, М. Вассоєвич, В. Фролов* та ін.).

Розвивається і вчення про фації, про що свідчить третє видання монографії *Д. Налівкіна* “Учение о фациях” (1955–1956) і такої ж книги *Г. Крашеніннікова* (1971), а також монографія *І. Мурдмаа* “Фації океанів” (1987). Різне розуміння терміна “фація” заважає дослідженням, і геологи змушені кожного разу робити застереження про те, як вони його визначають.

Вивчення речовини осадових порід, тобто власне осадова петрографія, також інтенсивно розвивається. У вивченні кременистих порід цікаві праці *І. Хворової, У. Дістанова, Ю. Сеньковського, Ю. Волохіна* та ін.; карбонатих порід – *К. Орвіку, Д. Кальо, І. Королюка, С. Шуменка, Р. Фолка, Р. Фейрбриджа, Н. Ньюела, Дж. Ілсона, В. Кузнецова* та ін.; фосфоритів – *Г. Бушинського, Б. Гімельфорба, Н. Красильникової, П. Кука, Г. Батуріна, В. Покришкіна, Е. Єганова, В. Фролова, Е. Школьника, Н. Юдіна* та ін.; бокситів – *Д. Сапожникова, Г. Бушинського, Ю. Горєцького, В. Тенякова, Б. Мосадовихайлова, Н. Лісіциної, С. Бенєславського, А. Гладковського, Л. Вишневського* та ін.; залізних і манганосадових руд – *М. Страхова, А. Бєтєхтіна, О. Соколової, Л. Формозової, І. Новохатського, А. Калугіна, Є. Шнюкова, В. Грязнова* та ін.; солей – *М. Валяшка, С. Корєневського, О. Іванова, О. Петриченка, В. Ковалєвича, М. Фівега, Я. Яржемського, Т. Жаркової* та ін.; кір звітрювання – *І. Гінзбурга, В. Петрова, В. Розумової, Г. Бардоші, Б. Михайлова, А. Додатка, А. Нікітіної, Н. Лісіциної, Ю. Казанського, І. Вітовської, А. Черняховського* та ін.; глинистих порід – *А. Косовської, М. Вікулової, І. Зхуса, М. Ратєєва, Г. Карової, І. Ніколаєвої, Л. Рекшинської, Д. Котельникова* та ін.; піщаних порід – *П. Криніна* (США), *В. Казаринова, В. Гросгейма, С. Саркіяна, І. Симановича, В. Шванова, В. Шутова, Г. Рожкова, М. Бергера* та ін.; нафтоносних відкладів – *М. Вассоєвича, В. Порфір'єва, Г. Доленка, В. Семеновича, В. Глушка, Ю. Бурліна, Б. Соколова, А. Гусєвої, Ю. Корчагіної* та ін.

Порівняно новим і важливим напрямом стало вивчення вторинних, постседиментаційних перетворень осадових порід, як прогресивних,

так і регресивних, з чого зародився стадіальний аналіз. Його витоки – у працях *О. Ферсмана, А. Копелювича, Л. Рухіна, А. Косовської, В. ШUTOва, Д. Кумбса, М. Логвиненка*. Сучасна його розробка є в працях *О. Япаскурта, А. Махнача, І. Симановича, В. Шванова, І. Курносова, О. Черникова* та ін.

Разом з геохімічними дослідженнями *М. Страхова, В. Холодова, І. Грамберга, Я. Юдовича* та інших це розширює фактичну базу комплексного палеогеографічного аналізу і загалом сприяє створенню теорії осадового процесу.

Відображенням інтенсивного розвитку літології та її значення в науці й практиці можна вважати публікацію підручників, методичних рекомендацій, довідників, словників (*Р. Петров та ін., 1998; Петрографічний словник, 1963*), атласів, періодичних видань, проведення нарад, симпозіумів та створення міжвідомчого літологічного комітету і робочих груп. Перший журнал з літології “*Jornal of sedimentary petrology*” почали видавати у США 1930 р., а “*Литология и полезные ископаемые*” – в СРСР 1963 р. У 1938 р. у США видано два підручники: “Петрографія осадових порід” *Ф. Хетча і Р. Растела* (Hatch, Rastall, 1938) і “Курс осадової петрографії” *В. Крумбейна і Ф. Петтіджона*. *Ф. Петтіджон* 1949 р. опублікував “Осадочные породы”, яке перевидавали в 1957 і 1975 рр., а 1981 р. переклали російською мовою.

Окрім зазначених вище видань, *М. Швецов* після війни двічі видавав “Петрографію осадових порід” (1948, 1958), а *Л. Рухін* тричі – “Основи літології” (1953, 1961 і 1969), перекладені китайською, французькою і німецькою мовами. Майже одночасно *Л. Рухін* написав капітальну працю “Основы общей палеогеографии” (1959; 2-ге вид. 1962) і колективне “Справочное руководство по петрографии осадочных пород” (1958).

З інших праць необхідно знати “Минералы осадочных пород” *І. Преображенського і С. Саркіяна* (1954), “Учение об осадочных породах” *Г. Теодоровича* (1958), численні книги *М. Логвиненка*, “Методы изучения осадочных пород” *М. Страхова* та ін. (1957), “Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород” *В. Фролова* (1964), “Атлас текстур и структур осадочных пород” у 3 ч. (1962, 1969, 1973) за редакцією *А. Хабакова*, “Петрография осадочных пород” (у 2 т.) *Г. Мільнера* (1968) і “Геологію глин” *Ж. Мілло* (1968), “Седиментологію” *Р. Градзинського* та ін. (1980), книги з цією ж назвою *А. Султанова* (1985), *М. Лідера* (1986), *Ю. Казанського* (1976), “Введение в седиментологию” *Р. Селлі* (1981), “Седиментологические основы литологии” *С. Романовського* (1977), “Петрологию осадочных пород” *Дж. Грінсмита* (1981), “Краткий курс литологии” *Р. Безбородова* (1989), “Научные методы исследования осадочных пород” *Дж. Гриффітса* (1971) та ін.,

“Введение в теорию осадконакопления” Ю. Казанського (1983), “Осадочные породы” Ю. Казанського та ін. (1987), “Стратиграфия и осадконакопление” В. Крумбейна і Л. Слосса (1960), “Литология и литолого-фаціальний аналіз” Б. Прошлякова і В. Кузнецова (1982), “Стадіальний аналіз літогенезу” А. Махнача (2000), “Літолого-фаціальний аналіз” В. Алексєєва (2003), “Краткий курс петрографии осадочных пород” А. Кольчугіна, В. Морозова, Е. Корольова (2008), “Літологія” А. Єжової (2009), “Петрография осадочных пород (таблиці та рисунки до лабораторних робіт)” В. Хмелевського, І. Побережської, О. Костюка, І. Гнатів (2006), “Літологія. Седиментогенез” В. Хмелевського, О. Хмелевської (2011) та ін. Особливо виділяється капітальна праця М. Страхова “Основы теории литогенеза” (у 3 т., 1960–1962). Найсучаснішим посібником з літології є тритомна монографія В. Фролова “Литология” (1992–1993), у якій узагальнено величезний фактичний і теоретичний матеріал.

З небувалим розмахом розгорнулися дослідження морських осадів. З 1965 р. почалося глибоководне буріння дна океану, у 1968 р. – з удосконаленого судна “Гломар Челенджер”, яке до 1990 р. пробурило понад 600 глибоких свердловин. Величезний фактичний матеріал узагальнили М. Кльонова (1948), В. Зенкович (1962), О. Лісіцин (1978 та ін.), П. Безруков, В. Петелін, О. Леонтєв (1982), Д. Гершанович, Г. Батурін, Ю. Богданов, І. Мурдмаа, Н. Скорнякова, Є. Ємельянов, Є. Романкевич, М. Логвиненко, П. Тимофєєв, І. Волков, А. Конюхов, Ф. Шепард, К. Емері, Г. Фрідман, Дж. Аренціус, Р. Гінзбург, К. Крук, К. фон дер Борч, Д. Гарднер, Ф. Кюнєн, В. Фролов. Для розвитку теоретичної і практичної літології, для освоєння й узагальнення величезного матеріалу з осадів і порід буде потрібна щораз більша кількість літологів, підготовлених на сучасному світовому рівні.

Літологічні дослідження в Україні проводять з кінця ХІХ ст. Центрами таких досліджень до Другої світової війни були Київ та Харків. Після закінчення війни вивчення літології західного регіону України широко розгорнулися у Львові. Заради справедливості зазначимо, що аналогічні роботи до 1939 р. проводили у Львові австрійські та переважно польські вчені. На жаль, у радянський період ці дослідження замовчували.

У 1945 р. створено геологічний факультет Львівського університету та Львівське відділення Інституту геологічних наук АН УРСР, на базі якого 1951 р. організовано Інститут геології корисних копалин АН УРСР (з 1963 р. – Інститут геології і геохімії горючих копалин). У цих центрах широко розгорнулися літологічні дослідження України загалом і Карпатського регіону зокрема.

На геологічному факультеті Львівського університету курс “Петрографії осадових порід” уперше 1947 р. прочитав майбутній академік *Л. Ткачук*. З 1948 по 1973 р. цей курс викладав відомий український літолог проф. *Д. Бобровник*, який детально вивчив різноманітні осадові утворення України. Його дослідження літології Львівсько-Волинського кам’яновугільного басейну є прикладом класичної літологічної праці. Учений створив на факультеті лабораторію осадових порід. У 1974–2010 рр. цей курс, який декілька разів змінював назву (“Літологія”, “Літологія і морська геологія”), читав доц. *В. Хмелевський*.

Важливу роль у налагодженні літологічних досліджень на заході України відіграв ректор Львівського університету академік *Є. Лазаренко*, який вклав у цю справу багато праці та енергії. Він заснував “Мінералогічний збірник” та періодичне видання “*Вопросы минералогии осадочных образований*”, у яких опубліковано дуже багато праць з мінералогії, геохімії та петрографії найрізноманітніших осадових утворень усього світу. З ініціативи *Є. Лазаренка* 1955 р. у Львові скликано Всесоюзну нараду з мінералогії осадових порід, а 1957 р. – Всесоюзну нараду з глин, на якій були присутні понад 800 делегатів не лише з усього СРСР, а й із багатьох країн світу. На цій нараді обрано Всесоюзний комітет з глин.

Є. Лазаренко був також ініціатором створення у 1957–1958 рр. при геологічному факультеті Проблемної геохімічної лабораторії, колектив якої провів величезний обсяг досліджень речовинного складу і генезису різноманітних осадових утворень України. Науковим керівником цієї лабораторії був проф. *Д. Бобровник*, начальником – *Г. Чеджемов*. У лабораторії працював потужний науковий колектив, до якого входили такі відомі дослідники, як *М. Габінет*, *Ю. Мельник*, *Б. Сребродольський*, *О. Винар*, *У. Феношина*, *П. Білоніжка*, *Е. Янчук*, *В. Мельников*, *Г. Мамчур*, *В. Костін*, *В. Кирилук*, *Н. Мязь*, *Ю. Ляхов*, *Ж. Сімків*.

Львівські науковці займалися надзвичайно широким колом проблем літології. Назвемо найголовніше.

1. Нафта і нафтогазоносні відклади вивчали академіки *В. Порфір’єв*, *Н. Доленко*, *М. Ладигенський*, члени-кореспонденти *В. Кітик*, *В. Глушко*, *Ю. Сеньковський*, д-р геол.-мін. наук *В. Бабадагли*, *О. Шакін*, *В. Краюшкін*, *С. Вітрик*, *Ю. Карпенчук*, *Я. Міцюра*, *М. Павлюк* та ін.
2. Кам’яне вугілля і відклади досліджували *Д. Бобровник*, *В. Лазар*, *Єршов*, *В. Караваєв*, *О. Іванців*, *М. Ненчук*, *В. Узіюк*, *Я. Плакса* та ін.
3. Родовища самородної сірки вивчали *Д. Бобровник*, *І. Алексєнко*, *Б. Мерліч*, *Н. Даценко*, *Д. Кузьма*, *В. Харкевич*,

- Р. Паньків, А. Денисевич, Б. Сребродольський, А. Побережський та ін.*
4. Родовища солей і теорію евапоритового процесу досліджували *Д. Бобровник, О. Петриченко, В. Ковалевич, П. Білоніжка, М. Коробцова, О. Хмелевська, С. Гринів, А. Побережський та ін.*
 5. Родовища мангану в Україні та її західному регіоні досліджували *М. Ковальова, Д. Бобровник, В. Хмелевський, О. Матковський, Е. Янчук, Є. Шнюков, Г. Орловський, В. Погребний, І. Гофштейн, О. Ткаченко, В. Лесняк, С. Балабаєва та ін.*
 6. Родовища золота та поліметалів вивчали *М. Павлунь, Ю. Ляхов, І. Попівняк, М. Головченко, А. Бобров, В. Куземко, Н. Гнутенко, І. Бакуменко, С. Ціхонь, А. Меркушин та ін.*
 7. Родовища глауконіту вивчали *П. Білоніжка, Ю. Федоришин, А. Сеньковський, Ю. Козуб та ін.*
 8. Залізними рудами займалися *А. Сіворонов, І. Паранько, В. Лесняк, Г. Яценко, М. Павлунь та ін.*
 9. Фосфоритові і кременисті породи вивчали *В. Глушко, Ю. Сеньковський, А. Сеньковський, П. Білоніжка та ін.*
 10. Менілітові свити досліджували акад. *Л. Ткачук, акад. В. Порфїр'єв, І. Грінберг, Л. Горбач, М. Габінет, В. Шакін, І. Попп, Ю. Колтун, П. Білоніжка та ін.*
 11. Фліш Карпат вивчали акад. *О. Вялов, М. Габінет, М. Рипун, Я. Кульчицький, А. Ясінська, А. Пилипчук та ін.*
 12. Моласи Карпат вивчали акад. *О. Вялов, Д. Гуржій, М. Федущак, М. Петрашкевич, Н. Оршинська та ін.*
 13. Конгломерати на території Західної України описали акад. *О. Вялов, Г. Алфер'єв, Л. Лінецька, Є. Сливко, О. Лукін, О. Ткаченко, М. Федущак, І. Паранько та ін.*
 14. Карбонатні породи вивчали *Г. Піотровський, Д. Бобровник, Ю. Сеньковський, О. Матковський, В. Хмелевський, Г. Бойчук, П. Білоніжка, Н. Даценко, В. Харкевич та ін.*
 15. Силіцити та їхній генезис детально дослідив член-кор. НАНУ *Ю. Сеньковський, а також І. Попп, Л. Рейфман, С. Крижевич, В. Степанов та ін.*
 16. Крейдяними відкладами займалися проф. *С. Пастернак, член-кор. Ю. Сеньковський, Г. Бойчук, О. Самарська, В. Хмелевський, Р. Лещух, Р. Затхей, М. Безверхній, П. Білоніжка та ін.*

17. Гіпсоангідрити вивчали *Д. Бобровник, О. Анастасьєва, Ю. Карпенчук, Н. Даценко, О. Хмелевська, А. Побережський* та ін.
18. Мінеральні води дослідили *Г. Голєва, В. Колодій, О. Штогрин, Я. Кульчицький, В. Харкевич, С. Крижевич* та ін.
19. Глинисті мінерали і породи вивчали акад. *Є. Лазаренко, Д. Бобровник, Ю. Мельник, В. Мельников, У. Феношина, М. Рипун, Ю. Пекун, В. Юркова, В. Колтун, Вал. Глушко, В. Хмелевський, Н. Даценко* та ін.
20. Пірокластичні породи описували *Д. Бобровник, М. Рипун, Є. Вульчин, Я. Кульчицький, Д. Гуржій, О. Лукін, О. Ткаченко, А. Шайнюк, Л. Рейфман* та ін.
21. Кори звітрювання на різноманітних утвореннях дослідили *Ю. Мельник, В. Хмелевський, Р. Затхей, Н. Зінчук, Є. Борис* та ін.
22. Мінералогією осадових порід займалися *Є. Лазаренко, Д. Бобровник, О. Матковський, М. Габінет, О. Винар, О. Сливко, М. Рипун, Д. Гуржій, В. Колтун, А. Ясінська, І. Попп, П. Білоніжка, Е. Янчук, В. Хмелевський, Л. Архіпова, Р. Затхей, В. Мельников, Є. Сливко, І. Наумко* та ін.
23. Сучасні осади вивчали *В. Хмелевський, А. Богуцький, Е. Янчук, К. Свєшніков, Ю. Демедюк, В. Поповчак, В. Лашманов, О. Курзель, О. Хмелевська* та ін.
24. Проблемами алмазоносності осадових відкладів України займалися *О. Бобрієвич, О. Тарасюк, В. Хмелевський, Ю. Федоришин, Г. Яценко, І. Побережська* та ін.
25. Літологію Дніпровсько-Донецької западини досліджували *В. Хникін, С. Восанчук, А. Лазарук, М. Харченко, О. Шеремета* та ін.
26. Літологію докембрію вивчають *А. Сіворонов, В. Кирилук* та ін.
27. Вивченням процесів давнього осадонагромадження, генетичною типізацією та умовами формування осадових відкладів під впливом палеогеографічних і палеоокеанічних чинників займалися *Ю. Сеньковський, К. Григорчук, В. Гнідець, Ю. Колтун* та ін.
28. Геохімію екзогенних утворень досліджували *Є. Лазаренко, Д. Бобровник, Й. Грінберг, В. Краюшкін, С. Казаков, О. Щербак, Е. Янчук, Б. Смірнов, В. Хмелевський, П. Білоніжка, Р. Затхей* та ін.

29. Мідисті пісковики Карпат вивчали *В. Ващенко, О. Щербак, І. Мудрик, В. Гірний, А. Костенко, Ю. Федоришин, О. Костюк* та ін.
30. Літологію Якутської алмазонасної провінції досліджували *В. Хмелевський, Н. Зінчук, Є. Борис, Р. Затхей, Ю. Мельник, А. Ротман, В. Афанасьєв, І. Побережська* та ін.
31. Природний камінь в історичній частині м. Львова вивчають *А. Сеньковський, В. Степанов, І. Побережська, У. Борняк*.

3. Поняття про осадові гірські породи

Науково визначити осадові гірські породи довго не вдавалось. Це пов'язано з винятковою складністю будови та походженням осадових порід. Осадові породи утворюються з усіляких джерел речовини, у тому числі магматичного й навіть космічного, і не тільки природного, а й штучного походження, а отже, визначати осадові породи за джерелом речовини не можна, оскільки довелося би перелічувати різні джерела, а поділ між магматичними та осадовими породами відбувається не за джерелом речовини (воно може бути загальним) і не за способом утворення (він теж може бути загальним – вулканічний властивий і лавам, і туфам), а за умовами утворення. Тому й можуть бути осадові породи магматичного походження і магматичного складу. Складності охопити єдиним визначенням осадові породи деяким літологам та петрографам здавались настільки непереборними, що, втративши надію дати позитивне визначення, вони давали негативні, тобто не за властивими літологічними ознаками, а за відсутністю інших, їм протилежних. Наприклад, англійський петрограф Філіппі зазначив, що в осадових породах є тільки одна загальна риса – це їхня протилежність масивно-кристалічним. Визначають їх як не магматичні й не метаморфічні, а всі решта.

Однак більшість петрографів усе ж намагалася конкретно визначити осадові породи (табл. 3.1). Зокрема, Г. Розенбуш (1923) визначав їх як шаруваті породи. Та це неправильно, хоч шаруватість – найхарактерніша ознака осадових порід. Проте багато осадових порід (риффи, туфи, турбідити, породи кір звігрювання, зсувні нагромадження тощо) є нешаруватими, крім того, і магматичні породи бувають шаруватими, і метаморфічні теж досить часто. Також Г. Розенбуш визначив їх як “продукти механічного або хімічного руйнування вивержених порід, кристалічних сланців і деякою мірою організмів, що населяють Землю, які досягли геологічного оформлення”. І це визначення має багато неправильних положень, з яких передусім виділимо твердження, що

осадові породи – продукти руйнування. Це неправильно фактично, оскільки більшість осадових порід первинна. Насправді якщо всі головні ознаки, особливо мінеральний склад, визначені ніби первинними породами, то їй відповідні корисні копалини необхідно шукати поряд з ними. Насправді вони переважно ніяк не пов'язані з виходами кристалічних порід, і тому визначенням Г. Розенбуша не можна керуватися для розшуків корисних копалин. Частина осадових порід (не більше 20 %) є продуктами руйнування інших порід, не тільки магматичних, а й осадових та метаморфічних. Якщо визнавати вторинність частини осадових порід, то вони виникають не тільки внаслідок руйнування (під цим розуміють механічне та фізичне розчленування), а й у процесах глибокої хімічної переробки – розкладання. У. Твенхофел (Twenhofel, 1932, США) уважав, що “осадові породи – це скупчення продуктів руйнування всіх інших порід”.

Т а б л и ц я 3.1

Визначення осадової гірської породи

Автор	Визначення
1	2
О. М. Заварицький, В. Н. Лодочников (1932)	Головною особливістю осадової гірської породи є те, що їх утворення пов'язане з енергією Сонця, а не з енергією земної кулі
В. П. Батурін (1932)	Осадкові породи – це скупчення продуктів руйнування інших порід, які зазнали тим чи іншим способом переміщення в просторі, в умовах поверхневої оболонки
Ф. Ю. Левінсон-Лессінг (1934)	Осадкові гірські породи – це шаруваті породи водного походження, що утворюються під впливом різних денудаційних процесів: механічних, хімічних або органічних
У. Х. Твенгофел (1936)	Осадкові породи – це скупчення продуктів руйнування інших порід
Г. Б. Мільнер (1940)	Осадкові породи охоплюють усі ущільнені й пухкі відклади, які утворюють земну кору, безвідносно до їхнього походження, однак інші, ніж породи, утворені безпосередньо магматичною діяльністю
Л. В. Пустовалов (1940)	Осадкові гірські породи – геологічні утворення, що є скупченням мінеральних або органогенних чи ж тих і інших продуктів, які виникли на поверхні літосфери й існують у термодинамічних умовах, характерних для поверхневої частини земної кори
М. С. Швецов (1948)	Осадкові гірські породи – породи, які є продуктом руйнування будь-яких інших порід, життєдіяльності організмів і випадіння з повітряного або водного середовища матеріалів будь-якого походження, у всіх випадках за поверхневого тиску і температури

Закінчення табл. 3.1

1	2
Л. Б. Рухін (1959)	Осадкові породи можна визначити як геологічні тіла, які виникають на поверхні Землі й дещо глибше, за властивих цим горизонтів невеликих температур і тиску, унаслідок перетворення відкладів, створених у разі звітрявання, деяких вулканічних процесів, а також як результат життєдіяльності організмів
М. В. Логвиненко (1974)	Осадвою породою називають геологічне тіло, що виникло з продуктів фізичного і хімічного руйнування літосфери внаслідок хімічного осадження і життєдіяльності організмів або того й іншого водночас
Д. П. Бобровник (1974)	Осадкові породи – це оформлені геологічні тіла, що виникли під покривом гідросфери, атмосфери та біосфери з продуктів руйнування літосфери, матеріалу вулканічних вивержень, решток організмів за матеріальної участі води і повітря
Д. П. Бобровник, В. О. Хмелевський (1974)	Осадова гірська порода – геологічно оформлене тіло, що утворилося на земній поверхні або поблизу неї під покривом атмо-, гідро- і біосфери з продуктів: руйнування материнських порід, вулканічних вивержень, життєдіяльності організмів, хімічних, фізико-хімічних і біохімічних процесів, технічної діяльності людини і космічного пилу за матеріальної участі води і повітря, та існує в термодинамічних умовах зони осадоутворення і стратисфери
Ф. Дж. Петтіджон (1975)	Осадкові відклади – це геологічні тіла, складені консолідованим матеріалом, нагромадження якого відбувалось на поверхні Землі або на незначній глибині за низьких значень температури і тиску, характерних для цієї обстановки седиментації
Р. С. Безбородов (1989)	Осадкові породи – це скупчення мінеральної або органічної речовини, що утворюються в умовах земної поверхні (на дні водойм або на поверхні суші) як наслідок дії екзогенних процесів
В. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов (1991)	Під осадовою гірською породою розуміють геологічне тіло, що складається з мінеральних або органічних утворень, а також їхніх співтовариств, сформованих з відкладеного на поверхні суходолу або на дні водойми осаду, які існують у термобаричних умовах, характерних для приповерхневої частини земної кори
В. Т. Фролов (1992)	Осадковими треба вважати гірські породи мінерального або органічного складу, що виникли на поверхні літосфери або біля неї й існують за термодинамічних умов, характерних для верхньої частини земної кори

В. Батурін (1932) визначив осадові породи як “усіякі скупчення продуктів руйнування інших порід, які зазнали тим чи іншим шляхом деяке переміщення у просторі, в умовах поверхневої оболонки”. Це визначення має ті ж заперечення, що й попередні, однак воно погіршує розуміння, оскільки вилучає осадові породи, які формуються на місці

(кора звітрявання, рифи, вугілля тощо), без переміщення по поверхні Землі.

Приклади невдалих, але досить повчальних визначень можна продовжити. Проте 1932 р. О. Заварицький, а 1934 р. В. Лодочников помітили головну відмінну ознаку осадових порід: їхнє утворення пов'язане з енергією Сонця, а магматичних – з енергією земної кулі. Осадові породи, отже, можна назвати *екзогенними*, а магматичні – *ендогенними* утвореннями. Л. Пустовалов (1940), оцінюючи таке визначення як найбільш вдале, зазначив і деяку неточність: у їхньому утворенні беруть участь внутрішня енергія Землі та ендогенні сили, хоч і підпорядковані: сили тяжіння, енергія радіоактивного розпаду, хімічних реакцій і хімічна енергія самої речовини осадових порід тощо.

Однак визначення О. Заварицького і В. Лодочникова цінні з методологічного погляду: вони вперше вивели питання з замкнутого кола “джерело речовини – первинність або вторинність – спосіб утворення”, і засвідчили, що головну відмінність треба шукати в різних обстановках утворення, чим продемонстровано термодинамічний підхід до розмежування магматичних та осадових порід. Це добре виражають терміни “екзогенні” та “ендогенні” породи, якщо розуміти їх ширше: не стільки як поділ на визначальні види енергії, скільки як весь комплекс умов утворення. Це й висловив Л. Пустовалов (1940) у класичному визначенні: “Відповідно до цього ми вважатимемо осадовими породами *геологічні утворення, які є скупченням мінеральних або органічних або ж тих і інших продуктів, які виникли на поверхні літосфери й існують у термодинамічних умовах, характерних для поверхневої частини земної кори*”.

Наголосимо, що всі подальші визначення поступаються визначенню Л. Пустовалова. Наприклад, “осадовою породою називають геологічні тіла, які виникли з продуктів фізичного та хімічного руйнування літосфери, в результаті хімічного осадження і життєдіяльності організмів, або того чи іншого водночас” (М. Логвиненко, 1984).

Дещо ліпше визначення М. Швецова (1958), однак воно довге і дане більше методом перелічення. Лише Л. Рухін (1969) наблизився до визначення М. Пустовалова: “Осадові породи можна визначити як геологічні тіла, які виникли на поверхні землі й дещо глибше за властивих для цих горизонтів невеликих температур і тиску, перетворенням відкладів, які виникли з продуктів звітрявання, життєдіяльності організмів та іноді з матеріалу вулканічного походження”. Нове у визначенні – це конкретизація зони утворення (“дещо глибше” від поверхні землі), способів та джерел, – що не поліпшує його, а є прикладом, коли конкретизація шкодить. Суттєвіше погіршення – розділення осадів і

порід. У загальному розумінні осадові породи охоплюють і осади. Не вистачає і вказівки на зону існування осадових порід.

В іноземних посібниках вироблення чітких визначень не вважають важливим, тому визначення майже всі так чи інакше незадовільні. Ще 1940 р. Г. Мільнер осадові породи уявляв досить нечітко – як “ущільнені та пухкі відклади, які утворюють земну кору, безвідносно до їхнього походження, але інші, ніж породи, утворені безпосередньо магматичною діяльністю”. Сучасніше визначення класика американської осадової петрографії Ф. Петтіджона (1981): “Осадові відклади – це геологічні тіла, складені консолідованим матеріалом, нагромадження якого відбувалось на поверхні землі або на незначній глибині за низьких значень температури та тиску, характерних для цієї обстановки седиментації”. Недоліки очевидні: осадові породи розуміють лише як осади або відклади, тоді як багато з них (кори звітрювання, конкреційні та метасоматичні утворення, рифи) такими не є; не можна вважати осадовими породами тільки консолідовані тіла, це суперечить тому, що автор вважає породами і пухкі піски, і галечники. Нема вказівки на зону існування осадових порід. Тільки А. Султанов (1985) дав визначення, наближене до визначення Л. Пустовалова.

Отже, визначення Л. Пустовалова приймаємо не тільки тому, що це найліпше з наявних, воно справді є глибоко методологічним еталоном наукових визначень, у якому строго поєднані міра необхідності з мірою достатності. Добре й те, що воно здається надто загальним, недостатньо конкретним. Усі осадові породи не можна охопити інакше, ніж саме таким загальним підходом, щоб визначення не перетворилось у перелічення конкретних порід або способів їхнього утворення.

Визначення Л. Пустовалова можна лише дещо спростити і перефразувати. По-перше, можна вилучити слова “геологічні утворення”, оскільки осадові породи підпорядковані сукупності всіх гірських порід (В. Білоусов, 1987), а вони – геологічні утворення, по-друге, можна простіше сказати про склад. Отже, *осадовими треба вважати гірські породи мінерального або органічного складу, які виникли на поверхні літосфери або поблизу неї й існують за термодинамічних умов, характерних для верхньої частини земної кори.*

Д. Бобровник, В. Хмелевський (1947–2008) запропонували таке визначення: *Осадова гірська порода – це геологічно оформлене тіло, що утворилося на земній поверхні (або поблизу неї) у термодинамічних умовах зони осадоутворення під покривом атмо-, гідро- і біосфер з продуктів: руйнування материнських порід, вулканічних вивержень, хімічних, фізико-хімічних, біохімічних та біологічних процесів, життєдіяльності людини і космічного пилу за матеріальної участі води і повітря.*

У разі порівняння осадових порід з магматичними і метаморфічними бачимо, що осадові породи відрізняються низкою ознак, серед яких найважливішими є такі: 1) хімічний склад, 2) мінеральний склад, 3) структурно-текстурні особливості, 4) умови утворення та джерело енергії.

У табл. 3.2 наведено для порівняння середні хімічні аналізи магматичних і осадових порід. Їхнє зіставлення засвідчує значну подібність наведених результатів. Вмісти більшості елементів близькі між собою, а їхні відхилення незначні. Перш за все, це стосується таких породо-твірних елементів, як кремній, алюміній, кальцій та ін. Таке співвідношення теж свідчить про значну роль магматичних порід у постачанні матеріалу для утворення осадових порід.

Уважніший розгляд аналізів дає змогу виявити низку суттєвих відмінностей між породами, які порівнювали. Наприклад, сумарний вміст заліза в осадових породах незначно відрізняється від вмісту в магматичних, проте в осадових породах переважає окисне залізо, а в магматичних це співвідношення зворотне. Це пов'язано з тим, що під час руйнування вивержених порід відбувається інтенсивне окиснення мінералів закисного заліза, які утворилися без доступу вільного кисню. Дуже відрізняється поведінка калію і натрію. Якщо концентрації калію в обох типах порід майже однакові, то натрію в осадових породах майже втричі менше, ніж у магматичних. Це пов'язано з тим, що під час руйнування материнських порід Na і K вилуговуються, але натрій виноситься, а калій зазнає зв'язування глинистими мінералами (гідролітами і глауконітом). Унаслідок цього процесу океанічні і морські води мають такі величезні запаси розчиненої NaCl. Калієвих сполук у морській воді значно менше.

Т а б л и ц я 3.2

Середній хімічний склад магматичних і осадових порід, %
за М. Швецовим, 1958

Компоненти	Магматичні породи		Осадові породи	
	а	б	в	г
1	2	3	4	5
SiO ₂	61,69	59,14	58,53	62,2
Al ₂ O ₃	15,47	15,34	13,07	14,38
Fe ₂ O ₃	2,71	3,08	3,37	3,73
FeO	3,54	3,81	2	2,24
MgO	3,87	3,49	2,51	2,85
CaO	4,98	5,08	5,44	6,33
Na ₂ O	3,48	3,84	1,1	1,22
K ₂ O	3,14	3,13	2,81	3,05

Закінчення табл. 3.2

1	2	3	4	5
TiO ₂	0,82	1,05	0,57	0,62
P ₂ O ₅	0,31	0,299	0,15	0,15
ZrO ₂		0,039		
Cl		0,048	Сліди	
F		0,03		
S		0,052	0,54	0,58
Cr ₂ O ₃		0,055		
V ₂ O ₃		0,026		
MnO		0,124	Сліди	
NiO		0,025		
BaO		0,055	0,05	
SrO		0,022		
LiO ₂		0,008	Сліди	
Cu		0,01		
Zn		0,004		
Pb		0,002		
H ₂ O		1,15	4,28	3,47
CO ₂		0,101	4,94	5,78
C			0,65	0,72
Сума	100	100	100	107,34 (?)

Примітка: а – за аналізами геологічного комітету США (за У. Твенгофелом); б, в – за Ф. Кларком; г – за К. Лейтом і У. Мідом.

Майже в 1,5 раза менше в осадових породах магнію, що зумовлено нестійкістю більшості магнезіальних мінералів за умов земної поверхні та значною розчинністю його сполук.

У 3–4 рази більше в осадових породах води, якої мало в глибинних процесах і достатньо в поверхневих умовах. У руйнуванні материнських порід вода бере активну участь і входить до складу багатьох мінералів, яких немає в ендегенних породах, – глинистих, гідроокисних та ін.

Магматичні породи майже не містять вуглекислоти (0,10 %). В осадових породах її до 5,78 %. Це також пов'язано з активною участю в процесах звітрювання CO₂ атмосфери, взаємодія якого з магматичними мінералами веде до виникнення карбонатних форм – кальциту, доломіту тощо, які утворюють величезні поклади в осадовій оболонці Землі й дуже зрідка трапляються в помітних кількостях серед магматичних порід.

Отже, неважко помітити, що в разі переходу магматичної породи в осадову відбувається переважно приріст речовини завдяки приєднанню

кисню, води і вуглекислоти, яке переважає над винесенням Na і Mg. За даними М. Швецова (1958), у випадку звітрювання 100 частин граніту виникає 107,4 вагової частини продуктів звітрювання. Ще значніше зростає об'єм пухкої маси, тому що вона складається з мінералів меншої густини й питомої ваги, ніж вихідна порода.

Значніші відмінності у мінеральному складі глибинних і осадових порід (табл. 3.3). Навіть з такого схематичного і дуже приблизного порівняння можна зробити висновок, що мінерали осадових порід поділяються на чотири групи (М. Швецов, 1958).

Таблиця 3.3

Середній мінеральний склад магматичних і осадових порід, %, за М. Швецовим, 1958

Мінерали та їхні групи	Магматичні	Осадові
1. Олівін	2,65	
Біотит	3,86	
Рогова обманка	1,6	
Авгіт та інші піроксени	12,9	
Анортит та інші плагіоклази	9,8	
2. Магнетит	3,15	0,07
Титаніт і ільменіт	1,45	0,02
Альбіт	25,6	4,55
Ортоклаз	14,85	11,02
3. Кварц	20,41	34,8
Мусковіт, серицит, гідрослюди	3,85	15,11
4. Інші глинисті мінерали		14,51
Залізні осадові мінерали		4
Доломіт, сидерит		9,07
Кальцит		4,25
Гіпс і ангідрит		0,97
Фосфатні мінерали		0,35
Органічні мінерали		0,73
Усього	100,11	99,45

1. Мінерали, які в помітних кількостях трапляються лише в магматичних породах. Це мінерали хімічно складні, зі структурами, що виникли за умов значних глибин, тобто за високих температур і тиску, тому найбільш нестійкі в поверхневих умовах. До таких належать олівін, піроксени, рогові обманки, магнезіальні й залізисті слюди та ін. Такі мінерали зрідка трапляються в осадових породах як акцесорні.
2. Мінерали перехідного характеру, які трапляються і в магматичних, і в осадових породах, однак різко переважають у перших. Це магматичні мінерали, що, мабуть, кристалізувалися на менших глибинах і за нижчих температур

розплавів, тому стійкіші в поверхневих умовах. До цієї групи належать такі мінерали, як магнетит, ільменіт, кислі плагіоклази, калієві польові шпати та ін.

3. Мінерали перехідні, які утворюються частково і з розплавів, однак різко переважають у поверхневому середовищі, де вони не лише добре зберігаються, а й виникають у значних кількостях. Такими мінералами є кварц, мусковіт, гідрослюди, хлорит тощо.
4. Мінерали, які є винятково осадовими новоутвореннями і не трапляються в магматичних породах. Вони виникають у процесі руйнування і розкладу материнських порід та внаслідок специфічних фізико-хімічних процесів у зоні осадоутворення. Звичайно, це мінерали досить простого хімічного складу – солі, окисли, гідроокисли, карбонати і тонкодисперсні шаруваті силікати. Серед них передусім назвемо гідроокисли й окисли Fe (гетит, гідрогетит – “лімоніти”, гематит), Mn (піролюзит, псиломелани), Al (гібсит, гідраргіліт – боксити), солі (галіт, сильвін, гіпс, ангідрит, мірабіліт та ін.), карбонати Ca і Mg (кальцит, арагоніт, доломіт тощо) та особливо мінерали глин – каолініт, монтморилоніт, глауконіт, гідрослюди та ін.

Суттєво відрізняються осадові породи від магматичних та метаморфічних порід і за структурно-текстурними ознаками. Структури магматичних порід формуються під час розкristалізації магматичного розплаву і визначені формою та взаємним розташуванням мінералів, яке, відповідно, зумовлене порядком виділення мінералів з магми. Розмір кристалів враховують згодом, він характеризує швидкість застигання розплаву. В метаморфічних породах простежуються різноманітні структури перекристалізації – бластезу. У них значну роль відіграють успадковані від первинної породи структури, однак чим глибший метаморфізм, тим сильніше змінюється структура.

Для деяких осадових порід (хемогенних) структури також розрізняють за формою кристала і його розміром, тобто аналогічно до магматичних порід. У хемогенних осадових породах, як і в метаморфічних, теж широко розвинуті процеси перекристалізації, які, на відміну від метаморфізму, відбуваються за невисоких температур і тиску.

Однак для більшості осадових порід найпоширенішою є уламкова структура. За цією ознакою виділяють навіть окрему дуже широку групу осадових порід – уламкові. Для цих порід структури визначають перш за все за розміром уламка та його формою. Уламковий матеріал в осадовій породі може бути обкатаним, що неможливо в магматичних

породах. Дуже поширені серед осадових порід тонкозернисті структури, такі як пелітоморфні, колоїдальні та інші, також мало властиві породам виверженим і метаморфічним, які здебільшого мають чітку зернисту чи кристалічну будову. Лише осадовим породам притаманні біоморфні та органогенно-детритові структури. Стосовно текстурної характеристики осадових порід передусім зазначимо, що більшість з них є шаруватими породами. Шаруватість – це та текстурна ознака, яка виникає лише в разі осадового способу формування породи і дає змогу дуже чітко відрізнити осадові породи від інших. Важливість цієї ознаки настільки велика, що осадові породи іноді загалом визначають як “шаруваті породи”. Різні варіації шаруватості саме і є головним спектром текстурних ознак осадових порід. На відміну від глибинних порід, що звичайно дуже міцні й щільні, осадові породи часто бувають пухкими, сипкими або пластичними.

4. Зона осадоутворення і стратисфера

У становленні осадової породи вирішальними є термодинамічні та хімічні умови *зони осадоутворення*. Л. Пустовалов (1940), що вперше ввів це поняття, визначив його так: *“Поверхневу зону Землі, у якій відбуваються процеси, що мають той або інший безпосередній стосунок до утворення осадових порід, ми називаємо зоною осадоутворення або осадонагромадження”*.

Неважко довести, що процеси утворення осадових порід, спочатку у вигляді їхньої зародкової форми – *осаду*, охоплюють буквально всю поверхню Землі незалежно від того, чи це суходіл, чи морське дно. Окрім того, вони розгортаються у всій товщі гідросфери і в атмосфері, а також у верхній частині літосфери. Наприклад, *на найвищих вершинах гір* морозне звітрювання і льодовикова екзарація створюють величезну кількість грубих і тонких часток, які переміщуються далі під дією сили тяжіння по схилах, сніжними лавинами, селевими потоками і річками, а також підземними водами, утворюючи на шляху тимчасові або постійні нагромадження. Однак процеси осадоутворення продовжуються і в них, а на *пласких вододілах* у вологому кліматі естафета переходить від фізичного звітрювання до хімічного, а також (у ґрунтах) біологічного. І *пустелі є ареною активних процесів осадоутворення* як у механічній (дюни), так і в хімічній (соленагромаджувальні водойми) формах (В. Фролов, 1992).

У *болотах, озерах, лагунах* нагромаджуються найтонкіші мулисті та органічні осади, а також торфовиська – майбутнє вугілля, горючі сланці, сапропелі, залізні руди, вапняки, діатоміти, *на пляжі* – високодинамічні крупнозерністі осади – піщані й галечно-валунні відклади, розсипища важких мінералів. Винятково різноманітними є процеси осадонагромадження *у морях та океанах*, що ніби повторюють процеси континентальні (звітрювання, колювіальні, флювіальні, хвильові та тиховодні), а також біогенні (рифі, банки черепашкові, планктоногенні нагромадження) і вулканогенні. І всі вони відбуваються в різноманітних

за динамікою середовищах, в обстановках, різноманітних за хімізмом і населеністю життям, на різних глибинах і в різних тектонічних та кліматичних режимах. *І після того, як осад відклався, у ньому не припиняються процеси осадоутворення, точніше породоутворення, – розчинення, окиснення, відновлення, гідратація, випадання нових мінералів, які називають діагенетичними, а також виведення з осаду знову в морську воду великої кількості елементів і сполук: CO_2 , NH_4 , CH_4 , інших газів, катіонів та аніонів металів і металоїдів.* Ці процеси в мулі і твердих породах на суходолі активно відбуваються до рівня (дзеркала) стоячих ґрунтових вод, який у горах розташований іноді на глибині 1,0–1,5 км – така зона активного просочування дощових і талих вод, а з ними переміщаються згори донизу й у горизонтальному напрямі під ухил дзеркала ґрунтових вод CO_2 , O_2 , органічні і сильні кислоти та інші агенти звітрювання і його продукти.

Належність усієї *гідросфери до зони осадоутворення не викликає сумнівів: у ній відбуваються численні процеси, що безпосередньо стосуються осадоутворення, – синтез часток майбутніх осадів (планктонні організми та їхній кістяк, кристалики солей у разі пересичення, колоїди тощо), швидке транспортування теригенного, вулканогенного, біогенного та іншого матеріалу і його гравітаційне осадження, а також трансформація внаслідок механічного, фізичного, хімічного і біологічного впливу на частки, осади і породи. Отже, гідросфера, бере участь в осадоутворенні і речовинно, і енергетично* (В. Хмелевський, 2011).

Атмосфера належить до зони осадоутворення тому, що в її нижній частині (принаймні до висоти 25–30 км), де проходять струменеві течії зі швидкістю в багато сотень кілометрів за годину, які переносять вулканічний, еоловий та інший пил, відбувається перенесення твердих, рідких і газових часток (енергетичний внесок), а також діє хімічний вплив атмосфери (її газів, води).

Отже, зона осадоутворення геометрично охоплює нижню частину атмосфери (25–30 км), всю гідросферу і верхню частину літосфери (до рівня стоячих ґрунтових вод). Якщо порівняти її з біосферою, виділеною В. Вернадським, то зона осадоутворення повністю з нею збігається за межами і складом. Це не є випадковим і відображає суть осадового процесу: він на Землі переважно біологічний – за рушійними силами і матеріальним внеском біосфери, що робить осадоагромадження, як і життя на Землі, переважно космічним явищем і процесом. Тому осадовий процес не можна зрозуміти відірвано від біосфери.

Якщо розглянути зону осадоутворення ближче, то виявляється різка контрастність і неоднорідність агрегатного стану речовини в ній: тут однаково панують усі три стани – твердий, рідкий, газовий. У

жодній зоні Землі немає такого контрастного їхнього співвідношення. Від цієї гетерогенності, точніше – гетеротропності, треба очікувати енергійних процесів взаємодії між зазначеними станами речовини. І справді, зона осадоутворення відрізняється найдинамічнішими і найглибшими процесами перетворення речовини та найвищим рівнем споживання енергії, переважно космічної – сонячної світлової та теплової, а також місячної припливно-відпливної. Сонячну енергію в найбільш концентрованому вигляді акумулює перш за все жива речовина, а потім глинисті та інші осадові мінерали. Завдяки живій речовині, яка акумулювала величезні запаси сонячної енергії і завжди готова легко віддати її, стають можливими антиентропійні процеси на Землі, які підвищують рівень організації речовини і запаси її енергії високих класів. Ця енергія стає причиною глобальних процесів перетворення речовини, її кругообігів, накопичення і фракціонування хімічних елементів, мобілізації, транспортування компонентів осадів і нагромадження їх, а також глибокого перетворення у сингенезі та діагенезі. Саме завдяки сонячній енергії стає можливим синтез нових екзогенних, особливо найскладніших силікатних (глинистих) мінералів, також, по суті, антиентропійних утворень.

Місячні припливи і відпливи переміщують величезні маси води й осадів, визначаючи життя у широкій береговій зоні та формуючи особливий генетичний тип – припливні відклади, перемішують і постачають киснем товщу води до 1,5 км.

Окрім космічних, у седиментогенезі виявляються і земні, телуричні види енергії: гравітаційна, або сила земного тяжіння, внутрішньоземне тепло у вигляді теплового потоку та в акумульованому стані – у ендогенних мінералах, енергія радіоактивного розпаду та енергія хімічних реакцій. Зокрема, останній вид енергії виявляється в разі звігрювання, мінералоутворення якого є переважно екзотермічним, тобто таким, що відбувається з виділенням тепла. Тепловий потік на Землі розподілений нерівномірно, і там, де він значний, енергійніше проходять процеси перетворення осадових порід та їхня метаморфізація. Зрештою на певній глибині (10–25 км) осадові породи “зникають”, тобто перетворюються у метаморфічні або магматичні. Гравітація у зоні осадоутворення виявляється як безпосередньо у гравітаційному переміщенні матеріалу (обвали, осипи, зсуви тощо), так і посередньо – через рух флюїдів, особливо води під ухил, яка переміщає величезні маси матеріалу. Гравітація діє також в атмосфері осадженням еолового і вулканічного пилу, та у водоймах осадженням суспензій, планктонного, вулканічного і космічного матеріалу й утворенням осадів.

У зоні осадоутворення специфічно і дуже тісно взаємодіють не лише всі чотири оболонки Землі – атмосфера, гідросфера, літосфера

і біосфера, що їх пронизує, – не лише речовина у трьох станах, а й згадані різноманітні види космічної та земної енергії. І ця взаємодія відрізняється не лише енергетичністю, а й дуже великою лабільністю, тобто рухливістю і мінливістю в часі й у просторі. Взаємодія різних енергій та сил підлягає коливанням протягом годин, діб, сезонів, років і триваліших циклів, часто відбувається аритмічно, через неоднакові проміжки часу, що визначене ймовірними законами інтерференції станів і сил. Погодні умови, які сильно позначаються на процесах осадонагромадження (повені, бурі, смерчі, урагани, випадіння дощів або сухі сезони), досі передбачають з великими помилками або взагалі не передбачають.

Тому більша частина зони осадотворення – атмосфера і гідросфера, як і біосфера, – відрізняється високою рухомістю динамічних (механічних) процесів, що пояснюють їхньою малою густиною і контактним, або бар'єрним, положенням між Землею і Космосом, на межі яких відбуваються потужні глобальні процеси. Через різку локальну різницю в нагріванні, вологості, тиску, рельєфу ці глобальні динамічні процеси зумовлені (не стільки внутрішніми неоднорідностями, скільки зовнішніми чинниками) переважно кліматом, тобто нахилом поверхні Землі до сонячних променів; вони вирівнюють склад атмосфери і гідросфери.

На противагу цим дуже рухливим оболонкам літосфера є неоднорідною за площею і часто змінюється на коротких відстанях: гранітний масив по різкій межі контактує з базальтами і карбонатно-глинистими товщами тощо. Тому матеріальна, речовинна участь літосфери в осадотворенні дуже сильно змінюється від ділянки до ділянки (В. Фролов, 1992).

Розглянемо осадотворення детальніше і простежимо перш за все зміни температури. Абсолютна амплітуда коливання температури на поверхні Землі становить $\pm 170\text{--}175$ °С: абсолютний мінімум зафіксований в Антарктиді на станції “Восток” і дорівнює $-89,2$ °С (21 липня 1983 р.). До $85\text{--}90$ °С нагрівається каміння в пустелі. До 58 °С у тіні прогрівається повітря у м. Ель-Азізія біля Тріполі (Лівія). У одній точці протягом доби коливання температури може досягати ± 50 °С і більше. Зокрема, у горах Тянь-Шаню і Паміру вдень каміння нагрівається до 50 °С і більше, а вночі охолоджується до 0 або -10 чи -20 °С. *Колівання температури і взагалі температурний режим по-різному впливають на осадовий процес у зоні осадотворення* (В. Фролов, 1992; В. Хмелевський, 2011). Головні прояви цього впливу зводяться до таких декількох груп процесів.

1. *Колівання температури різко впливають на швидкість хімічних реакцій і, відповідно, хімічного звітрювання. За*

відомим правилом Вант-Гоффа, швидкість реакцій подвоюється або навіть потроюється за підвищення температури на 10 °С. Тому швидкості хімічних реакцій у найжаркішій і найхолоднішій (амплітуда температур до ± 175 °С) точках Землі відрізняються більше ніж у 30 000 разів (!).

2. *Посилення фізичного і хімічного звітрювання.* Температурні коливання є головним чинником фізичного звітрювання, бо внаслідок них порода, навіть мономінеральна, поступово розпадається на блоки, щебінь, хрящ або жорстку, пісок і алевритові зерна. Максимально температурне фізичне звітрювання виявляється у сухих або аридних зонах Землі (пустелі), а також у високогірних та полярних областях, де воно поєднується з морозним звітрюванням.
3. *Різноманітне нагрівання земної поверхні зумовлює рухи повітря (аж до ураганів),* які переміщують величезні маси твердих (дюни, леси, сніг), рідких (хвилі) і газових (хмари) речовин.
4. *Вітер, а також різне нагрівання води приводять до морських течій та хвилювання,* які переміщують велетенські маси води, мінеральних і біогенних компонентів та постачають глибинні й придонні води киснем, забезпечуючи життя навіть на дні океанів, сортують осади, зумовлюючи утворення розсипищ і формування багатьох генетичних типів відкладів.
5. *Охолодження води збільшує її густину (максимальна за +4 °С),* що двічі в рік (восени і ранньою весною) спричиняє у водоймах опускання води на глибину, тобто регулярне вертикальне перемішування вод, а в океанах – глобальне переміщення по дну холодних полярних вод у меридіональному напрямі – контурні течії, які формують контурити – відклади біля підніжжя континентів. Ці занурення холодної і найгустішої води на дно постачають кисень у глибинні і придонні води водойм, забезпечуючи життя й окиснювальні процеси.
6. У вертикальному стовпі води добові коливання температури відбуваються до глибини в декілька метрів, річні – до 1 000 м. Нижче усталюється низька (4–5 °С, а біля дна – 2–3 °С) температура. *А це збільшує розчинність газів, яка зростає зі зниженням температури,* що сприяє розвитку життя і сильно впливає на хемотронний седиментогенез, наприклад, на осадження фосфатів і карбонатів. *Підвищення*

температури збільшує розчинність більшості сполук, не пов'язаних з газовою фазою.

7. *Підвищення температури посилює розквіт життя як на суходолі (тропічні ліси), так і у водоймах, де діють ще й підняття води, однак зменшує розчинність газів. Розквіт життя інтенсифікує кругообіг речовин і сприяє біогенному осадженню мінеральної та органічної речовини, але протидіє хімічному осадженню, тому що використовує карбонатну, кремeneву, фосфатну й іншу речовину для побудови тіла і скелета організмів і так віддаляє або навіть, з плином геологічного часу, унеможлиблює досягнення насичення і хімічного випадання (В. Хмелевський, 2011).*

Тиск менше впливає на утворення осадів, по-перше, тому що він на поверхні Землі низький (у середньому 1 атм), а по-друге, не так змінюється у часі й просторі. Та все ж таки він у горах знижується до 0,5 атм, а у товщі води збільшується на 1 атм з заглибленням на 10 м. Наприклад, на глибинах 100 м тиск становить 10 атм, на 200 м – 20 атм (край шельфу), на 4 000–5 000 м (океанічне дно) – 400–500 атм, на 11 000 м – 1 100 атм, що сумірне з тиском до 3 500–4 000 атм у осадівій оболонці і з тиском газів у вулканічному вогнищі. Це один із впливів тиску на осадівий, у нашому випадку – на вулканогенно-осадівий процес: вибуховий характер вивержень на таких глибинах (починаючи з перших кілометрів і навіть сотень метрів) стає практично неможливим, тому тут не утворюються туфи, а вулканічний процес зводиться переважно до ефузивної, лавової форми виверження або до утворення силів між осадами і товщею води (2–5 км і більше).

*Важливим наслідком підвищення тиску з глибиною є збільшення розчинності газів: O_2 , CO_2 , H_2S та ін. У цьому ж напрямі діє і зниження температури. Тому обидва ці потужні чинники, впливаючи узгоджено і прямо пропорційно, створюють величезні маси розчинених у глибинній морській воді газів, які утримують у розчині великі маси катіонів, у тім числі осадотворювальні й поживні для планктону. Підняття їх у зонах дивергенції або апвелінгів приводить до *хімічного осадження карбонатів, фосфатів* безпосередньо або опосередковано через планктоногенні осади (В. Хмелевський, 2011).*

Водночас “погодні” коливання тиску, хоч і невеликі за абсолютними значеннями (десяті частки атмосфери), сприяють зародженню циклонів (області низьких тисків) та антициклонів (області високих тисків), які далі розвиваються у сильні вітри й найпотужніші урагани та шторми. Малі коливання тиску керують також газовим режимом ґрунтів та гідросфери і їхнім мікро- та макробіосом, розчинністю карбонатів тощо.

Зазначимо, що навіть дуже високі (до 1 кбар і більше) тиски у гідросфері не приводять до ущільнення осади, тому що осади складаються переважно з води (глинисті осади – на 80–90 %), а вода практично не стискується. Лише ті осади, у яких води менше 30–35 % (піски), або первинно тверді породи під впливом тиску стовпа води ущільнюються, бо в них мінеральні частки опираються одна на одну.

Кількість метеорних опадів і водний режим – друга, після температури, найважливіша характеристика зони осадоутворення, яка визначає її найголовніші риси, перш за все поділ на типи седиментогенезу. Кількість опадів та співвідношення з випаровуванням змінюються на Землі широтно, залежно від кількості сонячного тепла, що надходить. На другому, підлеглому рівні цю зональність перекидає рух атмосфери: глобальні струменеві течії повітря – пасати, зони дивергенцій і конвергенцій – також пов'язані з обертанням Землі і мають зв'язок з різними морськими течіями. Максимальна кількість опадів (понад 2 000 мм у рік) випадає в екваторіальній і тропічній зонах. Це зони тропічних вологих лісів (джунглів), які належать до тропічного гумідного типу літогенезу, виділеного М. Страховим.

На північ і південь розташовані найбезводніші, аридні зони Землі, до яких приурочені пустелі: між 20 або 25° і 35 (іноді 40°) північної і південної широти, завширшки до 2 000 км або дещо більше (Середня і Центральна Азія, Сахара). Тут кількість опадів – до 100–200 мм або менше (Ваді-Хальфа), що значно менше від випаровування, рівень ґрунтових вод звичайно дуже глибокий. Ці пояси Землі відповідають замкненим кругообігам повітряних і водних мас (халістазам). Вони безплідні і в океані (океанічні пустелі), води застійні й отримують мало поживних речовин.

Ще далі від екватора кількість опадів знову зростає (до 700–800 мм у рік) і випаровування зменшується внаслідок зниження загальної кількості тепла, що надходить від Сонця. Це також гумідний тип седиментації, однак помірний за температурою. Гумідизації клімату сприяють течії типу Гольфстрім, Куросіо, які пом'якшують і зволожують клімати у Північній півкулі – півкулі материків. Ширина цих зон – 3 000–4 000 км.

Нарешті полярні зони вирізняються низькими, від'ємними середньорічними температурами і малою кількістю опадів, що робить ці зони подібними до аридних: вода у твердому стані хімічно неактивна, тому тут не розвинені хімічне звітрування й аутигенне мінералоутворення. Ці зони, які належать до льодового, або нівального, типу літогенезу, виробляють лише уламкові, хімічно незрілі (тобто незмінні, незвітрілі) осади.

Окисно-відновний потенціал (Eh) позитивний, та одночасно і різко мінливий по площі. Ніде, крім Землі, немає такого високого окисного потенціалу (до 350 мВ), що є індивідуальною властивістю Землі й пояснюване розвитком водоростей і рослин, основних продуцентів кисню. Зниження Eh до 0 або навіть дуже низьких від'ємних значень (до -500 мВ) відбувається локально, однак такі "плями"-ділянки іноді займають величезні площі. Найбільшою з них є Чорне море, усі води якого нижче 100–130 м заражені сірководнем. Відновні умови виникають у болотах, озерах, лиманах і загалом у застійних або стагнованих водоймах, кисень яких швидко поглинають бактерії та інші мікроорганізми, які переробляють органічну речовину. У такий спосіб і різко окиснювальні умови, характерні для зони осадоутворення, і різко відновні, вкраплені в неї, виникають завдяки життю й органічній речовині.

Лужно-кислотний потенціал (рН) також сильно змінюється і досягає в зоні осадоутворення як найвищих (рН до 10, содові озера), так і нижчих (рН до 1–2, кратерні озера) значень. Панують лужні обстановки. В океанах і морях рН коливається від 8,5 до 8,0, найчастіше – 8,3, у прісних водах він загалом дещо нижче, у солоних – лужні потенціали різноманітніші. Лужні умови панують і в більшій частині ґрунтів, хоча у ґрунтах вологих зон нерідко знижуються до нейтральних і слабо кислих. Найнижчі рН у торфовиськах (4–6), болотних мулах, кратерних озерах і кислих гідротермах (1–6). Отже, лужний фон є переважно абіогенним, а кислі умови мають як біогенне, так і абіогенне походження.

Окисні умови визначають утворення окисних залізних, манганових та інших руд (включаючи і залізо-манганові конкреції), силікатів з тривалентним залізом і розвиток тваринного світу. Відновні умови визначають формування сидеритових, сульфідних, глауконітових, шамозитових, фосфатних та інших закисних мінералів, торфовиськ і анаеробне розкладання органічної речовини для утворення вуглеводнів і формування нафтових та газових родовищ.

Лужні умови керують осадженням і стійким існуванням карбонатів, починаючи від соди і закінчуючи доломітом і сидеритом, формуванням монтморилоніту, гідролюд, палигорськітів, цеолітів тощо, а кислі – каолініту, віваніту, мінералів кремнезему та ін.

Склад і концентрація речовини в атмосфері й гідросфері змінюються в дуже широких межах – від крайнього розведення до насичення і перенасичення. Наприклад, під час цвітіння водоростей у верхньому шарі морської води кисню набагато більше від можливого його вмісту, а вуглекислий газ, навпаки, майже повністю зникає. Нормальний розподіл кисню в океанах має подібну схему. Максимальний його вміст

(понад $7 \text{ см}^3/\text{л}$) є у верхньому шарі води поблизу Антарктиди й у приарктичній частині океанів. У придонній воді океанів він знижується незначно (до $5\text{--}6 \text{ см}^3/\text{л}$), тому що холодні води, які опускаються в полярних зонах і розтікаються до екватора, бідні на життя біля дна. Мінімальний його вміст (до $1 \text{ см}^3/\text{л}$) усталюється на глибинах $200\text{--}800 \text{ м}$ у зонах халістаз – замкнених коловоротів, що відповідають аридним зонам Землі та крайовим частинам гумідної тропічної зони ($10\text{--}20^\circ$ південної і північної широти). Тут виникають застійні явища внаслідок стійкого коловороту у горизонтальній площині, загасання життя і перетворення цих гігантських овальних ділянок в океанічні пустелі.

У замкнених водоймах усталюється інший вертикальний профіль розподілу кисню (О. Виноградов, 1967). У Чорному морі він зникає на рівні хвильової бази або дещо нижче (130 м), а глибше настає сірководневе зараження. В озерах і морях типу Азовського в періоди стагнації (застоювання) теж виникає сірководневе зараження, однак шторми, перемішуючи воду до дна, “провітрюють” водойми і насичують придонні води киснем на декілька місяців. Двічі в рік, як зазначено, вода набуває найбільшої густини й опускається на дно, постачаючи у води біля дна кисень.

Вуглекислий газ у морській воді міститься в кількості, можливо, у $7\text{--}8$ разів більшій, ніж в атмосфері. Вміст вільного CO_2 також зростає зі зниженням температури: при $1,4\text{--}3,2^\circ \text{C}$ він становить $53,31 \text{ мг/л}$, а при $25\text{--}28,7^\circ \text{C}$ – $35,88 \text{ мг/л}$. Зростає вміст CO_2 і з глибиною внаслідок підвищення тиску. Разом зі зв’язаним CO_2 (розчинені карбонати і бікарбонати), кількість якого приблизно у 100 разів перевищує вільний CO_2 (її до $60 \text{ см}^3/\text{л}$) – це величезні запаси. Надлишок CO_2 дифундує в атмосферу. Головна витрата його – поглинання водоростями і рослинами та участь у хімічних реакціях, перш за все в утворенні карбонатів. Також CO_2 керує режимом карбонатів, переводить монокарбонати в бікарбонати, наприклад, $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 \rightleftharpoons \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$. Добові й річні цикли CO_2 зумовлюють коливання рН, проте й згладжують їх, чинячи буферний вплив. Тому коливання рН у морях невеликі (від 7 до $8,5$), що дуже важливо для стабільності життя. Вони стабілізують карбонати і бікарбонати, що містяться в розчині, їх називають лужним резервом, який вимірюють кількістю HCl , що здатна повністю розкласти ці карбонати. Різкі коливання рН смертельні для організмів і є причиною їхнього вимирання. З глибиною посилюється дисоціація вугільної кислоти, що знижує рН.

Солоність морської води в середньому дорівнює $3,5 \%$, або 35 ‰ , тобто вона є розчином солей середньої концентрації. Поверхневі води у вологих тропіках дещо опріснені (до $3,4 \%$), а в засушливих зонах

пасатів осолонені (до 3,79 %). У морях, відокремлених від океану високим порогом, відхилення є значнішими. У східній частині Середземного моря внаслідок інтенсивнішого випарювання солоність досягає 3,9 %, у Червоному морі – 4,1, у Чорному – лише 1,7, у Каспійському – від 0,1 у дельті Волги до 1,5 % у південній частині й 16,3–28,9 % у затоці Кара-Богаз-Гол. Сольовий склад Світового океану постійний протягом тривалого геологічного часу, а в морській воді представлені всі елементи Періодичної системи хімічних елементів (табл. 4.1, 4.2).

Т а б л и ц я 4.1

Сольовий склад Світового океану, за М.Швецовим, 1958

Показник	До маси морської води, %	До маси солей, %
NaCl	2,72	77,75
MgCl ₂	0,38	10,87
MgSO ₄	0,17	4,73
CaSO ₄	0,12	3,60
K ₂ SO ₄	0,09	2,46
MgBr ₂	0,01	0,21
CaCO ₃ та всі інші солі	0,01	0,34

Т а б л и ц я 4.2

Найголовніші елементи Періодичної системи хімічних елементів у морській воді, за О. Виноградовим, 1967

O	85,82	S	$8,8 \cdot 10^{-2}$	Sr	$1,3 \cdot 10^{-3}$	Zr	$1,5 \cdot 10^{-5}$
H	10,72	Ca	$4,0 \cdot 10^{-2}$	B	$4,5 \cdot 10^{-4}$	Na	$1,0 \cdot 10^{-5}$
Cl	1,89	K	$3,8 \cdot 10^{-2}$	F	$1,0 \cdot 10^{-4}$	S	$5,0 \cdot 10^{-6}$
Na	1,056	Br	$6,5 \cdot 10^{-3}$	Si	$5,0 \cdot 10^{-5}$	P	$5,0 \cdot 10^{-6}$
Mg	$1,4 \cdot 10^{-1}$	C	$2,0 \cdot 10^{-3}$	Rb	$2,0 \cdot 10^{-5}$	Zn	$5,0 \cdot 10^{-6}$

Склад річкової води різко відрізняється від складу морської іншим співвідношенням солей: карбонатів – 79,9 % (у морі 0,34 %), хлоритів – 6,9 (у морі 88,8), сульфатів – 13,2 % (у морі 10,8 %).

Вплив солоності на формування осадів є багатогранним. Електроліти зумовлюють коагуляцію глинистих та інших колоїдів і їхнє масове осадження у береговій зоні, особливо в гирлах річок. Це призводить до змішування осадів та погіршення їхнього сортування. Величезні запаси солей у Світовому океані ($5 \cdot 10^{16}$ т) – це невичерпний резерв для біогенного і хемогенного осадоагромадження. Більша густина солоної води спричиняє розшарування та застійність вод улоговинних басейнів, наприклад, у Чорному морі, і сприяє сірководневому зараженню. В Атлантичний океан важча і тепліша вода Середземного моря переливається через Гібралтарську протоку, розшаровує води океану за густиною і температурою на великих площах, змінюючи тип осадоагромадження

й суттєво впливаючи на біос. Зворотна компенсаційна течія легшої атлантичної води йде зверху. З солоністю тісно пов'язаний органічний світ, який часто гине в масових кількостях або вибірково зі збільшенням–зменшенням солоності. За зникненням стеногалінних форм і розвитком гіпергалінних або солонувато-водних можна відновлювати солоність давніх водойм.

Світло у морях і океанах проникає на глибину в десятки метрів. Білі диски стають невидимими в *Балтійському морі* на глибині 7–10 м, а в *Атлантичному океані* (у центральній частині) їх видно ще на глибині 66 м. Червоні промені, особливо необхідні рослинам, поглинаються на 50 % на глибині 2 м, а повністю – на глибині 6 м. Низькоорганізовані планктонні водорості у прозоріших водах океану живуть до глибин 350 м, породотвірні – від 0 до 50 м, зрідка до 80 м. Промені фіолетової частини спектра діють на фотопластинку навіть на глибині до 1 000–1 500 м (М. Швецов, 1958).

Зазначимо, що світло визначає розквіт не лише рослин, а й колоніальних коралів, які симбіотично пов'язані з водоростями, що живуть у них і дають їм необхідний для дихання кисень та отримують вуглекислий газ, з якого ті будують своє тіло. Таке взаємне посилення життєдіяльності сприяє швидкому нарощуванню коралових будівель і опору їх руйнівній діяльності прибою. І все це відбувається лише у фотичній зоні, де й розвиваються так інтенсивно колоніальні корали.

Рухи морської води і повітря є найважливішими явищами в зоні осадоутворення, які виконують грандіозну роботу з утворення, перенесення і відкладання величезних мас пухкого неорганічного матеріалу та організмів, як живих, так і відмерлих.

Стратисфера. У визначенні осадової породи, яке дав Л. Пустовалов (1940), ідеться не лише про зону утворення осадових порід, а й про зону їхнього існування, яку автор назвав *стратисферою* і визначив її як *сукупність осадових порід, що виникли за всю геологічну історію Землі, збереглися від денудації і не перейшли в стан метаморфічних порід. Отже, це осадова оболонка Землі – творіння, породження зони осадоутворення і панівних у ній космічних та планетарних сил.* У концентричній структурі нашої планети стратисфера утворює зовнішню тверду оболонку, складену шаруватими осадовими та вулканічними породами. Вона залягає на кристалічній корі й контактує зверху з атмосферою або з водами морів і океанів. Таке положення осадової оболонки визначає порівняно низькі значення параметрів тиску і температури на її поверхні й поступове їхнє зростання з глибиною. Подібно до океану стратисфера не утворює суцільного шару на поверхні Землі. Вона викинує у напрямі до давніх щитів і серединних океанічних хребтів. *Із*

149 млн км² площі материків і островів осадовий чохол покриває лише 119 млн км², тобто 80 % від загальної площі суходолу. На поверхню її решти виходять докембрійські кристалічні породи. На материках стратисфера залягає на “гранітному” шарі й складена породами переважно фанерозойського і пізньопротерозойського віку, хоча відомі давніші середньо- і нижньопротерозойські не дуже сильно метаморфізовані осади протоплатформ (В. Хаїн, 1977), однак їхнє поширення на поверхні материків порівняно невелике. Найбільше площинне поширення характерне для кайнозойських відкладів (33 %). Зі збільшенням геологічного віку площі виходів осадових порід послідовно зменшуються, а кристалічних, навпаки, зростають.

Осади стратисфери океанів лежать на базальтовому шарі й значно поступаються за стратиграфічним охопленням породам континентальної частини осадової оболонки. *Найдавніші осади, розкриті бурінням з корабля “Гломар Челленджер”, належать до верхньої юри і перекриті відкладами крейди, палеогену, неогену і четвертинної системи.* Їхній вік і потужність закономірно зменшуються до серединних океанічних хребтів. Спірним є питання про існування океанічних відкладів, давніших від юрських (О. Ронов, 1980). Отже, стратисфера виклинює на кристалічних щитах та інших виходах магматичних і метаморфічних порід.

Стратисфера *постійно зазнає руйнування як зверху, так і знизу: ерозією і денудацією (біля верхньої межі) та метаморфізмом, переходом у метаморфічні породи (біля нижньої межі).* Тому товщина, або потужність, стратисфери не може бути великою, тобто вона не повинна перевищувати деяке критичне значення, очевидно, близько 15–25 км, залежно від теплового потоку, який виражають у геотермічному градієнті. Термодинамічні параметри стратисфери – *тиск і температура – зростають з глибиною поступово, без стрибка. Проте стрибок усе ж відбувається і зумовлений він досягненням критичної для води температури – 374 °С.* За нижчих температур через високий тиск вода в стратисфері перебуває переважно в рідкому стані, а на критичній межі порівняно швидко переходить у пару, чим у багато разів збільшує свою метаморфізувальну роль. Тому породи в цій зоні порівняно швидко рекристалізуються і стають метаморфічними. Тиск навантаження біля підшови стратисфери досягає 3 000–4 000 атм (3–4 кбар).

Як зазначено, верхню межу стратисфери проводять по рівню (дзеркалу) стоячих ґрунтових вод. Вона залягає *у горах на глибинах до 1,0–1,5 км (зона просочування поверхневих вод), а на рівнинах – усього на перших метрах або збігається з поверхнею Землі (у болотистих місцях).* Вище від неї *система відкрита щодо атмосфери і гідросфери – це зона седиментогенезу, найчастіше – зона звітрювання (В. Фролов, 1992).*

Потужність осадової оболонки коливається по площі в широких межах, відповідно до змін структури континентів і океанів. Реальні її коливання досягають амплітуди 20–30 км і більше з максимумами в *геосинкліналях, крайових платформних западинах* (типу Прикаспійської) та у *глибоких прогинах шельфу і гирлах великих річок*. У середньому для всієї Землі *потужність стратисфери дорівнює 2,2 км*, що становить лише 1/3000 радіуса планети. Середні потужності стратисфери зменшуються у ряду глобальних структур від *континентів* (5 км) до *шельфу і материкового схилу* (2,5 км), потім до *океанічного ложа* (0,4 км). На континентах вони зменшуються від *геосинкліналей* (12,4 км) до *платформ* (2,4 км) (О. Ронов, 1980).

Отже, *стратисфера – порівняно тонка (за масою вона становить лише 5 % маси земної кори), хоча й не суцільна*, та все ж найпоширеніша *примежова (між Землею і екзосферами разом з Космосом)*, ніби *захисна оболонка Землі*, що перебуває в постійному динамічному русі й рівновазі як по всій товщині (внутрішні процеси і стани), так і на межах, на яких за умов суперечностей і заперечення попередніх станів поряд з поступовими переходами відбуваються стрибки.

О. Ронов (1980) навів головні параметри стратисфери. За середньої потужності 2,2 км загальний об'єм осадових порід оцінюють за останніми розрахунками у 1 100 млн км³, що становить близько 11 % від об'єму земної кори і лише 0,1 % від загального об'єму Землі. Маса осадової оболонки – 2,7·10²⁴ г, або 2,7·10¹⁸ т, що становить, відповідно, 9,5 % від маси земної кори і тільки 0,05 % від маси всієї Землі. Середня густина стратисфери – близько 2,5 г/см³, що ненабагато менше від середньої густини всієї літосфери (2,7 г/см³). Це свідчить про походження літосфери з осадових порід. Для порівняння наведемо середню густину Землі – 5,52 г/см³, що в два рази перевищує густину земної кори. Отже, речовина Землі в літосфері й особливо в стратисфері розуцільнена, неначе збільшена в об'ємі. Цьому відповідає і її середній хімічний склад (див. табл. 4.2), у якому переважають елементи з невеликою атомною масою. За П. Нігглі, середня атомна маса осадової оболонки – 18,8, а вивержених порід – 20,8.

Породний склад стратисфери підраховували Ф. Кларк, В. Ліндгрєн, О. Ронов (1978), О. Виноградов та ін. (табл. 4.3).

З порівняння цих оцінок бачимо тенденцію до *зменшення частки глин* (з 82 до 40 %) і *збільшення частки карбонатів* (з 6 до 20–25 % і навіть до 29 %) та *уламкових, переважно піщаних порід* (з 12 до 15–20 %). Для окремих типових регіонів М. Логвиненко навів *середні вмісти карбонатних порід: 55 % – на Східноєвропейській платформі, 30–35 – в Уральській геосинкліналі, 28 – у Донецькій, 44 – у басейні Міссісіпі,*

55 % – у *Внутрішньому Китаї* (1984). Отже, найпоширенішою породою є глини, які становлять, очевидно, половину або дещо більше від усіх осадових порід, тобто з кларком 50–60 %. На *друге місце* виходять *карбонатні породи* – 20–22 %, можливо до 25 %, на *третє* – *уламкові породи* – близько 20 %, можливо 22–24 %. На частку *решти осадових порід* *припадає не більше 1–2, можливо до 3 %*. Серед них переважають *силіцити і солі*.

Т а б л и ц я 4.3

Склад основних порід у стратисфері, %, за М. Логвиненком, 1984

Породи	Автор							
	Лейт і Мід, 1915	Кларк, 1924	Лінд-грен, 1923	Шухерт, 1931	Холмс, 1932	Кюнен, 1941	Кринін, 1944	Ронов та ін., 1976
Глинисті	82	80	77	44	70	56	40–42	46/38
Уламкові	12	15	11,8	37	16	14	40	22/18
Карбонатні	6	5	5,9	19	14	29	15–18	24/21
Солі	-	-	5,8	-	-	-	-	2,8/0,3
Ефузивні	-	-	-	-	-	-	-	4,5/21

Примітка. Чисельник – платформи, знаменник – геосинкліналі.

У стратисфері відбувається *друга половина* історії формування осадових порід, тобто *власне літогенез*, який має три стадії: *діагенез, катагенез і метагенез* (В. Фролов, 1992). Тут панують геологічний час, вимірюваний сотнями мільйонів і навіть 1–3 млрд років, земні види енергії: сила тяжіння (тиск навантаження), внутрішнє тепло, енергія хімічних реакцій, радіоактивний розпад, також частково і сонячна енергія у вигляді захороненої органічної речовини. *Речовина* міститься у вигляді *двох фаз – твердої, переважної, і рідкої, підлеглої, і такої, що поступово зникає з глибиною*. Концентрація розчинених речовин у ній зростає з глибиною, і для багатьох настає насичення. *Рідка фаза* – переважно водний і нафтовий розчини, дуже активні хімічно. Ця активність зростає з підвищенням температури і тиску.

Температура підвищується в середньому на 1 °С із заглибленням на 33 м. Однак цей середній геотермічний ступінь змінюється від 20 м у зонах з підвищеним тепловим потоком до 100 м з низьким тепловим потоком. За середнім геотермічним ступенем можна розрахувати температуру на будь-якій глибині: на 1 км – 30–35 °С, 5–6 км – 150–180 °С. Отже, *на платформах у стратисфері не досягається критична для води температура, що виражається відсутністю глинистих сланців і навіть аргілітів біля її підшови*. Однак у *лінійних зонах глибокого занурення (авлакогени, рифти, крайові прогини, міogeосинкліналі)* досягаються і вищі температури, у тому числі критичні, найхарактер-

ніші для евгеосинкліналей, де тепловий потік більший. Ця глибина змінюється від 8–10 до 15–25 км.

Підвищення температури у стратисфері збільшує розчинність багатьох речовин (кремнезему, сполук заліза, мангану, алюмінію та ін.) і швидкість хімічних реакцій, сприяє хімічному розкладанню силікатів, розкристалізації і перекристалізації, поліморфним перетворенням і структурним перебудовам, синтезу нових, більш високотемпературних мінералів, перетворенню органічної речовини й утворенню з неї вугілля різних марок, нафти і газу. Усе це є предметом стадіального аналізу осадових порід.

Тиск з глибиною зростає через 1 км на 275 атм: наприклад, на глибині 5–6 км тиск становить близько 1 500 атм (табл. 4.4).

Т а б л и ц я 4.4

Тиск у стратисфері, розрахований за питомою і об'ємною вагою (з урахуванням поруватості), за І. Лучинським, 1971

Глибина, м	Тиск у розрахунку за, атм	
	питомою вагою	об'ємною вагою
100	27	15
500	135	85
1 000	270	200
2 000	540	420
3 000	810	690
4 000	1 080	978
5 000	1 350	1 255
7 000	1 890	1 829
9 000	2 430	2 372
10 000	2 700	2 700
12 000	3 240	3 240
15 000	4 050	4 050

З підвищенням тиску відбувається ущільнення порід, потім обтискання менш міцних зерен – уламків глин, базальтів та інших порід довкола міцних (кварцитів, кварцу, кременів, польових шпатів), укорінення міцних у слабкі (інкорпорація), утворення механоконформних структур, збільшення швидкості хімічних реакцій, розкристалізації і перекристалізації, розчинення в твердому стані, стилолітоутворення, двійникування кальциту, мармуризація, розсланцювання глин і утворення кліважу, формування гранобластових структур, грануляційний бластез, напрямлена корозія і кристалізація, поліморфні перетворення філосилікатів та інших мінералів, перетворення глинистих порід спочатку в аргіліти, а потім у сланці, кременів – у кварцити, вапняків – у мармури, торфу – у щораз більш вуглефіковане кам'яне вугілля, аж до антрацитів і графіту та ін. Тиск протидіє переходу води в пару за температури вище 100 °С, сприяє розчиненню газів у воді та в інших

флюїдах, міграції газів і рідких флюїдів із зон високих тисків у зони з низьким тиском, у тому числі проти напряду сили тяжіння, тобто вгору.

Порівняння стратисфери з зоною осадоутворення (табл. 4.5) дуже повчальне і дає змогу зробити нові висновки про осадовий процес. Хоча вони пов'язані генетично (*стратисфера* породжується зоною *осадоутворення*), є суміжними (одна підстилає іншу) і мають багато однакових або дуже близьких термодинамічних параметрів (температура, тиск, рН, Eh), та все ж багато чим відрізняються.

Головні відмінності зон полягають не в конкретних параметрах, а в характері умов і процесів та їхніх рушійних силах, а також у відкритості або закритості системи.

Зона осадоутворення – максимальна відкрита система не лише в кожній субзоні щодо іншої, а й щодо позаземного оточення – Космосу. *Стратисфера, навпаки, переважно закрита система*, і цим вона практично не відрізняється від глибших зон Землі, що визначає її належність до ендосфер або принаймні до перехідної зони. Головне розділення між екзо- і ендосферами, очевидно, проходить у покрівлі стратисфери.

Т а б л и ц я 4.5

Зіставлення зон осадоутворення зі стратисферою,
за В. Фроловим, 1992

Аспекти	Зона осадоутворення	Стратисфера
Протяжність	Суцільна оболонка	Переривчаста оболонка
Потужність	25–30 км і більше	0–25 км, середня 5–6 км
Енергія	Космічна і земна	Земна
Температура	Низька (від –88 до +85 °С) Мінлива в часі	Низька і середня (0–374 °С) Стійка
Тиск	Низький (1 атм), до 1 000 атм, у гідросфері, нестійкий	Низький (1–4 000 атм), стійкий
Стан води	Твердий, рідкий, газовий	Рідкий
рН і Eh	1–10, від +300 до –500 мВ	5–8, від +50 до –100 мВ
Біос	Найпотужніший чинник	Другорядний чинник
Умови	Мінливі, лабільні в часі й просторі	Стабільні
Характер мінералів	Аморфні Криптокристалічні Кристалічні Мінливі	Кристалічні Напівкристалічні Стабільні
Час	Не геологічний Субгеологічний	Геологічний, до сотень мільйонів років і більше
Стадії літогенезу	Седиментогенез: мобілізація (звітрявання, вулканізм, життя), перенесення, седиментація (нагромадження)	Літогенез: діагенез, катагенез, метагенез
Літопродукти	Компоненти, осади, породи	Породи, вода, гази

Панування енергії життя та інших видів сонячної й загалом космічної енергії в зоні осадоутворення приводить до найглибшої і швидкої переробки речовини Землі, створення нової біогенної речовини і до радикальної зміни самих зовнішніх оболонок (кисень, вилучення CO_2 , створення океанів), зумовлює антиентропійність низки найважливіших процесів і навіть у мінеральній речовині створює *подобу обміну речовин* живого, наприклад, у глинистих, особливо монтморилонітових, мінералах. Процеси і стани в зоні осадоутворення *лабільні*. Навпаки, панування земних видів енергії та *стабільність* умов, які еволюціонують поволі, лише в масштабі геологічного часу, у стратисфері сприяють утворенню рівноважних мінералів та порід, що постійно прогресують за кристалічністю, хімічною та структурною впорядкованістю і механічною міцністю, та наближенню їх до метаморфогенних і магматичних. У цьому разі щораз більше стираються риси відмін і строкатості складу й будови, закладені в зоні осадоутворення (В. Фролов, 1992).

Мала густина і виняткова рухомість зовнішніх оболонок – атмосфери, гідросфери і біосфери – вирівнюють їхній склад на всій Землі, що створює єдину “точку відліку” для реальних процесів і їхнього розшифрування стосовно минулих епох. Однак водночас це *концентрує енергію на обмежених ділянках*, створює *лавинні нагромадження* і породжує максимальну *неоднорідність і строкатість* у мінеральних продуктах зони, найчастіше *різко нерівноважних* один до одного і до середовища, з якого вони виникли: тверда фаза і різко ненасичена рідка, окиснена речовина поряд з різко відновленою тощо. Екзогенні нагромадження здатні порушити і порушують ізостатичну рівновагу в земній корі й провокують тектонічні рухи, спричинені переважанням осадових нагромаджень. У стратисфері речовина осадових порід механічно рівноважна (за винятком соляного або глиняного діапїризму і гідророзривів), середовище щільне, з малою рухомістю речовини, процеси сповільнені, стани малоградієнтні (сильно вирівняні порівняно з зоною осадоутворення) і спрямовані на ще більшу рівновагу. Головними рушійними силами стають ендегенні, перш за все тепловий потік, здатний за колосальні інтервали часу глибоко змінити екзогенні утворення. Однак у межах стратисфери екзогенні утворення залишаються все ж пізнаваними, тобто корінної перебудови складу, текстури, здебільшого, і структури не відбувається. Цим стратисфера є ще пов’язаною, хоча б інформативно (передавання інформації про умови і способи формування), з зоною осадоутворення, у якій закладено всі головні сторони осадових порід – як склад, так і будова.

5. Склад осадових порід

5.1. Класифікація генетичних типів компонентів осадових гірських порід

Осадові породи за складом компонентів, що утворюють їх, різко відрізняються від магматичних і метаморфічних порід загальною неоднорідністю, тому що вони найчастіше сформовані механічно із різноманітних джерел речовини. Усе на Землі бере участь у будові осадових порід, навіть космічні компоненти, а останнім часом до природних додаються і штучні, техногенні.

Усю різноманітність генетичних складових частин можна об'єднати в десять груп, або типів, які докладно викладені у В. Фролова (1992).

Генетична класифікація головних компонентів осадових порід

А. Природні, або природничі

І. Позаземні, космічні

1. Космогенні (<< 1 %)

ІІ. Земні, або телуричні

Іа. Ендогенні

2. Вулканічні, або вулканогенні (2–3 %)

Іб. Екзогенні

3. Реліктові: а) теригенні (15–17 %)

б) едафогенні

4. Новоутворені гіпергенні: а) теригенні (60 %)

б) гальміролітичні

5. Біогенні: а) теригенні

б) мариногенні Σ 10–15 %

6. Седиментогенні хімічні (6–7 до 10 %)

7. Діагенетичні (\approx 1 %)

8. Ката- і метагенетичні (епігенетичні) (< 1 %)

9. Аутигенно-мінералогічні провінції або геохімічні фації

Б. Штучні, або техногенні

10. Техногенні (<< 1 %)

Ці генетичні типи компонентів можна об'єднати щодо місця седиментації у дві групи: *алоктонні*, або алотигенні (типи 1, 2, більша частина типів 3 і 4, частина 5 і 10), привнесені збоку, ніби чужорідні для місця нагромадження, і *автохтонні*, або автогенні, аутигенні – майже всі едафогенні, багато які гіпергенні на суші й практично всі гальміролітичні, біогенні морські, хімічні седиментогенні та діа-, ката- і метагенетичні (3б, 4б, 5б, 6, 7, 8, частково 4а, 5а).

Більше половини (мабуть, 60 %) об'єму осадових порід, або стратисфери, становлять новоутворені гіпергенні теригенні – потужні глинисті й алеврито-глинисті товщі, на другому місці (15–17 %) реліктові теригенні – уламкові породи від брилово-блокових та валунних до тонкопіщаних, частково алевритових, на третьому – біогенні карбонатні (10–13 %), кременеві (1–2 %), органічні, фосфатні, на четвертому – хімічні седиментогенні (вапняки, доломіти, сидерити, джеспіліти, інші кремені і руди, солі), які становлять не менше 6–7 % (може бути до 10 %) і, можливо, претендують на третє місце, якщо враховувати всі докембрійські неметаморфічні товщі. Вулканічних компонентів, вірогідно, 1–2, однак не більше 2–3 %, діагенетичних – 1 % або менше, ката- і метагенетичних – ще менше. Техногенні навіть приблизно не підраховані (Р. Баландін, 1978).

5.2. Новоутворені гіпергенні компоненти

Гіпергенні, тобто новоутворені в корах звітрювання та інших процесах мінералоутворення у верхній частині літосфери, компоненти найбільш об'ємні, тобто найпоширеніші на Землі. З цих двох типів різко переважають теригенні, а едафогенні, або гальміролітичні, поширені менше (В. Фролов, 1992).

Під час гіпергенезу на суші в масовій кількості утворюються глинисті мінерали різноманітного складу. Більша їхня частина переміщається в моря й океани, де вони є *алотигенними* компонентами.

У невеликих кількостях із зони гіпергенезу зносяться суспензії і крупніші зерна залізних і манганових мінералів, бокситів, які іноді утворюють родовища відповідних руд.

Як теригенні компоненти, *глинисті та інші мінерали враховують у разі визначення теригенно-мінералогічних провінцій.* Найчіткіше виділяються *ареали розсіювання каолініту, магнезіальних силікатів, іноді – хлоритів, гідромусковіту.* В. Казаринов (1969) та його послідовники визначають за ними *зрілість складу теригенних мінералів,*

уважаючи її мірилом вмісту каолініту щодо вмісту інших глинистих мінералів. Зростання вмісту каолініту свідчить про епоху вологого клімату і масовий розвиток хімічних кір звітрювання. Якщо в цьому разі виникають і ареали глинозему та залізооксидних мінералів, то можна говорити про латеритні кори та тропічний клімат.

У випадку підводного звітрювання утворюються глинисті, залізні, манганові, фосфатні, карбонатні, цеолітові, а іноді й сульфідні мінерали. З глинистих мінералів найбільш універсальний найстійкіший на морському дні монтморилоніт та інші смектитові і змішаношаруваті монтморилоніт-гідрослюдисті мінерали. Тому багато силікатів – вулканічне скло туфів, вулканокласти – за достатнього експонування на морському дні або в осаді на невеликій глибині трансформуються в монтморилоніти, найбільш рівноважні до лужних окисних умов морської води. Зі зниженням Eh і рН, що відбувається на деякій глибині в осаді за достатньої кількості реакційноздатної органічної речовини і багатого бактеріального світу, у верхній частині відновної зони формується глауконіт, який може розвиватися по монтморилоніту та інших глинистих, слюдистих, польовошпатових мінералах. У більш відновних умовах формуються шамозит, коренсит. У зонах гідротермального перетворення вулканітів виникають хлорити, палигорськіти та ін. По попелових туфах утворюються цеоліти як вторинні мінерали, які нерідко становлять до 90 % пластів.

Залізо, манган, фосфор, які вивільняються під час гідролізу силікатів або органічної речовини в осаді в стадію гіпергенезу (сингенезу) чи діагенезу, переходять у відповідні оксидні або фосфатні мінерали, що утворюють конкреції та ооліти, які є зародковими рудними тілами, що концентруються потім у разі перемивання. Вони можуть зазнавати переміщення по дну або по схилах піднять, на яких вони переважно утворюються, тоді це осади з едафогенного матеріалу. Частіше вони залишаються на місці, будучи елювієм.

Карбонатні компоненти, звичайно у вигляді фрагментів напівлітифікованого осаду або уламків уже затверділих вапняків, утворюють уламкові механічні або елювіальні осади – сингенетичні та інші брекчії, конглобрекчії і вапнякові панцирі, а у верхній елювіальній плівці осаду – сульфідні (мельниковітові та марказитові) кульки.

5.3. Реліктові уламкові компоненти

Реліктові уламкові компоненти – це важливіші геологічні та практично складові частини осадових порід, які традиційно вважають най-

більш типовими осадовими, тому вони вивчені найліпше. На їхній основі розвинулись самостійні літологічні та геологічні напрями, наприклад, теригенна стратиграфія, палеогеографія за теригенними компонентами, учення про розсипища. Особливо інтенсивно ці напрями розвивали з початку ХХ ст., коли почали бурити численні свердловини на нафту, і їхні розрізи треба було корелювати. Великий внесок у розвиток теригенно-мінералогічного аналізу зробили англієць Г. Мільнер і росіянин В. Батурін, а пізніше В. Гросгейм, В. Казаринов, А. Алієв, А. Султанов, П. Армашевський (кінець ХІХ–початок ХХ ст.).

Генетично реліктові уламкові компоненти поділяють на *теригенні*, що утворюються на суходолі і зносяться з нього, та *едафогенні*, сформовані на дні моря, ближче до місця захоронення. І ті, й інші петрографічно представлені *літо-, кристало-, вітро- і біокластами*, а за відносним вмістом в осадах і породах – *породотвірними (головними і другорядними) й акцесорними*, тобто рідкісними компонентами. Їх часто розглядають як *легку і важку фракції*.

Теригенні уламкові, або реліктові, компоненти утворюються під час екзогенних процесів механічного, фізичного і частково хімічного звітрювання всіх гірських порід, а також тектонічних дислокацій і внаслідок діяльності людини. *Теоретично вони можуть бути будь-якого складу*, однак у разі транспортування і ще раніше – під час звітрювання – відбувається їхній важливий природний відбір, у якому вміст хімічно або механічно нестійких компонентів зменшується, деякі навіть зникають, а ті, що залишилися, представлені практично лише кварцом та кварцитами.

Породотвірні теригенні компоненти – це уламки осадових, магматичних і метаморфічних порід: літокласти (седи-, магмо- і метакласти), кристалокласти і вітрокласти. *Літокласти* неможливо перелічити, проте *найголовнішими з них є уламки глинистих, карбонатних, кременевих, піщаних і туфових порід, а також базальтів і решти ефузивних порід, гранітів та інших інтрузивів, кварцитів, сланців, гнейсів та інших метаморфічних порід*. Як рідкісні, часто акцесорні, трапляються всі інші породи, навіть малостійкі серпентиніти й ультрабазити, а також уламки вугілля, фосфоритів, руд, солей.

Кристалокласти, як породотвірні, – нечисленні. З них різко виділяється найстійкіший в екзосфері *кварц*, який практично в усіх екзогенних процесах нагромаджується в осадах. Нині тонкий аналіз кварців дав змогу виділити понад десять його різновидів, за якими відновлюють джерела знесення та живлячі провінції. На другому місці – *польові шпати*: *калієві польові шпати* походять переважно з гранітоїдів, а *кальцієво-натрові польові шпати – плагіоклази* – з ефузивів та граніто-

їдів. На третьому місці – *слюди: мусковіт і біотит*. Із решти мінералів *породотвірними бувають піроксени, амфіболи, магнетит, ільменіт, гранат*. Потужність їхніх шарів зрідка перевищує 1 м, хоча *інколи* досягає 10–15 м.

Акцесорні теригенні мінерали і компоненти дуже численні (В. Ляхович, 1968, 1981). *Теоретично всі мінерали і літокласти Землі трапляються як акцесорні, однак найбільше поширені близько 50–60 видів, якщо брати до уваги самородну платину, золото і срібло*. Звичайно вони містяться в породах у кількості не більше 1–2 %, їх виділяють для вивчення важкими рідинами як важкі фракції, а також магнітною і електромагнітною сепарацією. У польових умовах промиванням у лотках їх виділяють як *шліх*; для вивчення поділяють на *прозорі й непрозорі, або рудні*; перші розділяють на безбарвні і забарвлені, другі – за кольором у відбитому світлі та блиском.

Важливим для генетичних висновків є поділ важких мінералів за первинним джерелом. *З магматичних порід* походять піроксени, олівін, амфіболи, біотит, магнетит, ільменіт, сфен, рутил, анафаз, брукіт, лейкоксен, циркон, апатит, турмалін, каситерит, ксенотим, монацит, хроміт, пікотит, деяка кількість гранату, шпінелі та ін. *З метаморфічних порід* надходять амфіболи, магнетит, хлорити, епідот, цоїзит, дистен (кіаніт), ставроліт, силіманіт, андалузит, гранати, корунд, хлоритоїд, топаз, мусковіт, біотит. Для тих та інших характерне переважання *нестійких мінералів*: олівіну, слюд, піроксенів, амфіболів, хлоритів, піриту, магнетиту. Значний вміст і *напівстійких мінералів*: епідоту, цоїзиту, ставроліту, дистену, багатьох гранатів, апатиту, бариту.

Які ж акцесорні мінерали походять з осадових порід? Якщо важка фракція складається з *циркону, рутилу, турмаліну, шпінелі, брукіту, анатазу, сфену, ільменіту, лейкоксену, гранатів, частково зі ставроліту, дистену, апатиту*, то матеріал, що її вміщує, утворився внаслідок розмивання не магматичних або метаморфічних порід, а з осадових порід. Ці мінерали потрапили відразу з первинних материнських порід і зазнали не один цикл визрівання – звітрювання і перевідкладання. У ході природного відбору мінералів зникли нестійкі. Тому важливими стають ряди за коефіцієнтами зрілості, мономінеральності, стійкості, запропоновані В. Казариновим та ін. (1969). *Коефіцієнт зрілості – це співвідношення вмістів стійких і нестійких мінералів*.

За комплексами теригенних мінералів відновлюють живлячі провінції, корелюють стратиграфічні розрізи і вирішують палеогеографічні завдання.

Під живлячою провінцією (Г. Мільнер, 1934) *розуміють просторово обмежений комплекс порід (вивержених, метаморфічних, осадових або*

тих та інших разом), розвинених у конкретній області руйнування, який слугує джерелом уламкових мінералів для утворення синхронічних з ним осадів (Л. Пустовалов, 1940). Кожна живляча провінція обмежена вододілами. У Волги живляча провінція – майже вся Східноєвропейська платформа і західний схил Уралу, у Міссісіпі – майже вся Північноамериканська платформа і західний схил Скелястих гір, у Амазонки – більша частина Південної Америки, включаючи східний схил Анд тощо. У приток живлячих провінцій менше, їх можна розглядати як підпровінції головних живлячих провінцій. Якщо мати на увазі притоки приток, то визначиться багатоступінчаста (багаторівнева) система (ієрархія) живлячих провінцій.

У кожній живлячій провінції неповторне співвідношення порід, тому вони постачають в осади також індивідуальні комплекси мінералів, які відрізняються від суміжних одновікових, якщо не якісно, то кількісно. Цей комплекс теригенних мінералів в осадах дає змогу виділити у відкладах теригенно-мінералогічні провінції, за якими можна скласти уявлення про живлячі провінції.

Поняття про теригенно-мінералогічні провінції введено в науку В. Батуріним (1931), який розумів під ними сучасні і давні області осадонагромадження, які характеризують наявність у відкладах одного й того ж комплексу реліктових мінералів (Л. Пустовалов, 1940). У гносеологічному плані первинними є теригенно-мінералогічні провінції, а вторинними – живлячі провінції, тобто за теригенно-мінералогічними провінціями літолог відновлює живлячі провінції. З онтологічного погляду, навпаки, живлячі провінції породжують теригенно-мінералогічні провінції. Живлячу провінцію дренують річки, які постачають у басейн седиментації теригенний матеріал зі своїми комплексами реліктових мінералів, тобто утворюють спочатку прості теригенно-мінералогічні провінції. Це звичайно дельти та інші конуси виношення в море. Хвилювання і уздовжберегові течії розносять цей матеріал і змішуються, утворюються складніші й більші за територією теригенно-мінералогічні провінції. Якщо басейн невеликий, то ще складніша теригенно-мінералогічна провінція відповідає його центральній частині. У Чорному морі, наприклад, В. Петелін виділив 15 великих теригенно-мінералогічних провінцій, які відображають різноманітні живлячі провінції.

Л. Пустовалов (1940) сформулював правило успадкування складів мінералів: *кластичні відклади теригенно-мінералогічної провінції тою чи іншою мірою успадковують асоціацію мінералів, які утворюють породи живлячої провінції.*

Аналіз теригенного матеріалу, у тому числі валунного, широко використовували для реконструкції шляхів переміщення його під час

плейстоценового зледеніння і визначення його конкретних джерел (Л. Пустовалов, 1940). Таку ж роботу виконав В. Гостін (1968–1970) для ранньопермського зледеніння Східної Австралії.

Теригенні уламкові компоненти формують породи: шари, пачки, товщі; формації: моласові, флішові, шлірові, інші платформні та геосинклінальні – головні “будівельні” елементи стратисфери. Вони є основними прямими “документами” давніх гірських порід, їхніх масивів та формацій і дають змогу відновлювати історію зміни живлячої провінції і еволюцію породної речовини Землі.

Теригенні уламкові компоненти – цінні корисні копалини: розсипища золота, платини, рідкісноземельних мінералів (циркону, монациту, ксенотиму, рутилу та ін.), бурштину, рудних мінералів; сировина для скляної промисловості (кварцові піски), формувальні піски, будівельні матеріали, колектори нафти, газу, води, об’єкти для використання як підземних сховищ.

Едафогенні уламкові компоненти (від гр. *едафос* – дно), почали виділяти порівняно недавно (В. Петелін, 1954), вони вивчені ще недостатньо, що пов’язано з труднощами їхнього спостереження. Хоча на дні морів переважно відбувається седиментація, однак щораз більше простежуються і процеси кластування та перевідкладення, що давно виявлено у викопних морських товщах. *Класифікація едафогенних компонентів аналогічна класифікації теригенних. З літокластів найпоширенішими є базальтові кластити: лаво-, гіало- і туфокластити, екзогенні й тектоногенні кластити. Виявлено і серпентинітові уламкові породи* (В. Петелін, 1954). Звичайними є *глауконітові піски, фосфорити, сконденсовані до рудних кондицій перевідкладенням на дні. Часто перевідкладення відбувається на місці: утворюється механічний елювій (перлювій).* Сингенетичними є вапнякові, глинисті, кременеві і пісковикові брекчії. Більшість олістостромів також складено едафогенними компонентами, розміри уламків яких досягають 10–50 мм і більше. До едафогенних треба зачислити і *палімпсестові відклади*, що утворюються внаслідок перемивання на глибинах у десятки метрів.

Продукти хвилеприбійного руйнування рифових масивів потрібно кваліфікувати також як едафогенні, а не теригенні, хоча тут межа між ними дуже умовна. Якоюсь мірою едафогенним є і турбідитовий, флішовий матеріал, оскільки найчастіше він безпосередньо переходить не з суші, а після нагромадження у вигляді осадів у верхів’ях каньйонів або у брівки шельфу. Однак найчастіше едафогенна фаза його незначна і він залишається в основі теригенним.

5.4. Біогенні компоненти

Одні біогенні компоненти можна було б зачислити до *терігенних*, наприклад, рослинні, інші – до *мотогенних*, тобто утворених під час перенесення (нектонні, планктонні, їхні копроліти, бентос, що пересувається), а ще інші формуються на місці – прикріплені на суші (рослини) і в морі (корали, водорості, губки тощо). Проте загалом ця група компонентів настільки специфічна і важлива, що її необхідно виділити з усіх інших та розділити на два типи – *мариногенні й теригенні*.

Біогенні компоненти, як похідні біосу, тобто живих організмів і продуктів їхньої життєдіяльності, *багатосторонньо впливають на осадовий процес і утворення осадових порід*. По-перше, за щораз більшою масою вони пригнічують деякі абіогенні процеси осадоутворення, наприклад, хімічні, тому що використовують Ca, Si, P та інші елементи для побудови свого тіла або кістяка, чим перешкоджають досягненню насичення ними гідросфери – необхідної умови хімічного осадження. *Організми й органічна речовина змінюють геохімію вод, атмосфери та осадів*. Наприклад, рослини, які продукують кисень, створили на Землі окисні умови, які докорінно змінили перебіг хімічних процесів. Органічна речовина і мікроорганізми створюють в осаді відновне середовище, а також визначають мінералого- і породоутворення. Організми, будуючи своє тіло з небагатьох, переважно легких, елементів і концентруючи їх (C, H, O, Ca, N, S, P, Si, K, Fe), створюють з них осадові породи і, крім того, вибірково адсорбуючи малі елементи і мікроелементи, сприяють їхній концентрації у промислових масштабах (V, U, Cu, Ba та ін.). Давно вже, можливо з протерозою, біогенний чинник осадоутворення став сильнішим, ніж абіогенний, наприклад, чисто хімічний, що довели В. Вернадський (1965), О. Виноградов (1967), Я. Самойлов (1925) та інші біогеохіміки.

На суші панує рослинність – дерева лісів і трава степів. Про переважну біомасу лісу свідчить і геохімічна особливість, зафіксована О. Виноградовим ще 1933 р.: *хімічний елементарний склад живої речовини відповідає складу лісу*. Маса трав'яної рослинності не більше 20 % маси лісу. *На третьому місці є живий світ ґрунтів, на четвертому – решта тваринного світу*. Більшість трав, зернові культури (злаки та ін.), а також бамбук відрізняються високим вмістом *кремнію*, а менша частина концентрує *кальцій*. *Концентрована форма біокомпонентів суші* – торфовиська, горючі сланці, сапропель, що перетворюються далі в кам'яне вугілля, нафту і газ. Ще більша частина цих компонентів перебуває у розсіяній формі. Органічна речовина підкислює середовище і знижує окисний потенціал, створюючи його відновний харак-

тер. Особливо низькі значення рН (до 5–6 і нижче) і Eh (до –100 мВ і менше) у торфовиськах, кислих ґрунтах і болотних мулах, що виражене каолінітом, піритом, сидеритом, вівіанітом та ін. Величезною є механічна робота дощових черв'яків і багатьох рийних тварин, а також розклинювальна діяльність коренів рослин.

Отже, *розрізняють автохтонні* (нагромаджуються на місці: автохтонне вугілля, планктонні сланці та ін.) і *алохтонні* (переміщені в інші місця й умови) *біокомпоненти*: рослинний детрит, кістки тварин, черепашки наземних молюсків тощо. Біодетрит розноситься за законами механічної седиментації, однак через велику плавучість рослинні компоненти досягають віддалених ділянок морів і океанів. Проте концентруються вони біля берегів.

Мінеральні біокомпоненти на суші поступаються першістю органічним, та іноді утворюють і концентровані накопичення: озерні, прісноводні або доломітові строматоліти й озерні діатоміти.

Біокомпоненти в морях і океанах продуковані рослинами, водоростями і тваринами. Виділяють дві півки життя – верхню, планктонну, і нижню, донну, або бентосну. І тут найбільша біопродукованість. Значно менша біомаса належить нектону – організмам, що вільно й активно рухаються в товщі води. Як і на суші, організми в морях тісно пов'язані один з одним перш за все харчовими, або трофічними, ланцюгами. Евтрофи, або автотрофи, – рослини, водорості й деякі інші організми, які харчуються неорганічними рослинами (CO₂, N та ін.) – перебувають на початку ланцюга, а гетеротрофи – тварини і деякі інші організми – у кінці (вони харчуються автотрофами або органічними речовинами, які ті синтезують).

Розподіл у півках життя організмів і біомаси вкрай нерівномірний. Можна говорити, як і на суші, про оази і пустелі життя. *Якщо на суші головним чинником географічної зональності життя і біопродуктивності є температура і вологість клімату (пряма залежність), то в морях і океанах – перш за все це світло, газовий режим, наявність поживних речовин і температура. Оазами життя стають передусім зони апвелінгу, тобто місця підйому глибинних вод, які виносять до зони фотосинтезу величезну кількість розчинених у глибинних холодних водах CO₂, N, P, Ca та інших необхідних елементів, які перебувають під великим тиском. Горизонтальні течії, хоча і менше, також переміщують води і сприяють збагаченню верхніх шарів поживними компонентами, тому вирізняються великою біопродуктивністю та високими швидкостями біогенної седиментації.*

У холодних водах ліпше розчиняються CO₂ та інші гази, тому Баренцове й інші північні або приантарктичні моря не набагато відстають за біопродуктивністю від тропічних вод.

А океанічні пустелі розташовані в субтропічних зонах антициклоніальних коловоротів води з низхідними переміщеннями вод, тому швидко виснажуються на поживні речовини – це області халістаз. Вони не випадково широтно продовжують пустелі континентів і трошки захоплюють сусідні зони пасатів. Це дві широтні зони приблизно між 15–40° північної і південної широти. Вищі широти, приблизно до 50°, мають високу біопродуктивність, пов'язану із зимовими руйнуваннями сезонного термоклинну. Глибоке конвективне перемішування вод, що виникає завдяки цьому і пов'язане з підйомом глибинних вод, є частиною загальної циркуляції над головним термоклинном і зрівноважує низхідне переміщення холодних вод у його центральних областях. Далі до полярних областей біопродуктивність знову зменшується – з огляду на низькі температури, мале надходження світла (сонце низько над горизонтом) і льодовий покрив.

Максимальна біопродуктивність з багатьох причин припадає на шельфові та інші мілководні зони; вони тут максимально освітлені, прогріті і перемішані, поживні компоненти надходять як з суші, так і з океану, а нерідко і з гідротерм; майже всі рівні води населені, планктонне і донне згущення життя практично з'єднані нектоном.

Автохтонні біокомпоненти – прикріплений бентос: корали, водорості, моховатки, губки, молюски, криноїдеї, форамініфери, черви, членистоногі, створюють на місці великі й гігантські карбонатні (вапнякові, частково і доломітові) споруди типу бар'єрних рифів. Вони змінюють географічні, екологічні, геохімічні та літологічні умови просторих зон морів та океанів і керують хомогенним та механогенним осадоагромадженням. Нерідко вони створюють евапоритові умови, і за рифами формуються потужні товщі солей, які без біогенного чинника не можуть утворюватися. На місці зростання бурих і зелених водоростей – підводних лук – нагромаджуються горючі сланці, а в мангровій зоні з вищої рослинності – вугілля. Максимум автохтонного осадо- і породоутворення тяжіє до теплих тропічних морів, особливо це стосується рифобудівників.

Окрім карбонатних і органічних, до автохтонного бентосу можна зачислити і кременеві спікулові (губкові) концентрації, хоча вони нерідко зазнають невеликого місцевого переміщення. Губки проживають переважно на глибинах від 50 до 400 м, тобто в нижній частині шельфу і верхній частині континентального схилу.

Бентос існує у водах з нормальним газовим режимом. Упродовж останніх 20 років виявлено зовсім незвичайний бентос, основу якого становлять трубкоподібні організми – вестимінтифери, життєдіяльність яких ґрунтується на хемосинтезі. Вони існують на дні океану

в умовах підвищених температур біля виходу гарячих гідротермальних джерел, що виносять сульфідні в зонах спредингу, наприклад, у Каліфорнійській затоці і підводному хребті Хуан-де-Фука, та будують гігантські (до 0,5 км) конуси – “*курульники*”. Літологічний вплив цього бентосу і продукованих ним компонентів ще треба вивчати. Проте й нині можна сказати, що це велика рушійна сила у трансформації мінеральної речовини в зоні осадоутворення.

Алохтонні біокомпоненти басейнового походження, кваліфіковані дещо умовно, численні, різноманітні й величезні за об’ємом. *Це перш за все біодетрит, що утворюється під час хвильової переробки кістяків і черепашок, у ході їхньої біодетритизації (поїдання крабами та іншими безхребетними), які переміщуються далі на океанічне дно у вигляді турбідних потоків.* Формально його можна зачислити до едафогенного матеріалу. Однак він більше специфічний як біогенний, нерідко вміщує активні органічні компоненти.

Планктоногенні компоненти – карбонатні, кремневі, органічні – по суті, аутигенні, проте зазнають внутрішньої алохтонії – їх розносять течії нерідко на сотні кілометрів. Компоненти, які опустилися на дно там, де вони проживали, створюють різко нерівноважний осад. Тому не лише в разі концентрованого, а й у випадку розсіяного нагромадження вони слугують потужним чинником перетворення осадів.

Продукти життєдіяльності – копроліти, їхніоліти або біотурбіти – найважливіша група біогенних компонентів, хоча їхня біогенність переважно лише формальна. Та все ж біотурбований, тобто поїдений, пропущений через кишківник хробака, молюска, рака, краба чи іншого мулоїда, осад інший як за складом, так і за будовою (він стає ізотропним, наприклад, писальна крейда), і в подальших перетвореннях поводить себе інакше: писальна крейда до цього часу є нелітфікованою, неначе б це свіжий осад. Копроліти планктону і нектону – агрегати від десятих часток міліметрів до сантиметра і більше – для найдрібніших (у тисячні частки міліметра і дрібніше) часток (коколітів, силікофлагеллят тощо) – часто єдиний спосіб досягнути дна, не розчинившись. На геологічні масштаби цієї біофільтрації і біоседиментації останнім часом звертає нашу увагу О. Лісіцин (1991).

Біокомпоненти – не лише головні елементи: серед них багато малих і мікроелементів, які нагромаджувалися в тілах організмів або в їхніх кістяках: фосфор, що дає початок фосфоритам, азот, ванадій, мідь, залізо, манган, хром, а також адсорбовані в післяжиттєвому циклі перетворень, наприклад, уран.

Біогенні речовини буквально пронизують усі осади і породи та відіграють у них часто вирішальну роль (Биогеохимия..., 1976; Биохимия...

мия..., 1983; С. Кузнецов и др., 1962). Крім літологічної функції, вони завжди виконують і геологічну – біостратиграфічну як носія інформації про палеотемператури, час тощо.

Біопровінції, або біофації – це область поширення того чи іншого біокомпонента або їхніх асоціацій. Біопровінції по-різному сполучені з ареалами розселення видів або біоценозів, які їх породжують. Для донних організмів вони збігаються. Межі захоронення в осадах планктонних співтовариств більше розширені порівняно з географічним положенням місця життя, однак загалом часто далеко не відірвані від них і дають змогу реконструювати місця палеобіоценозів. У цьому разі треба враховувати глибини палеоводойм, їхню гідродинаміку і трофічні ланцюги. Здавалося б, нектонні компоненти ніяк не прив'язані до певного місця дна, вільно мігрують по всьому океану, тому неможливо визначити для них біопровінцію. Та все ж більша частина нектону, наприклад, риби, прив'язана до зон розвитку планктону і далеко не відходить від місць його проживання. Тому вони захоронені здебільшого разом, становлячи одну біопровінцію. Навіть такі космополіти, як морські ссавці (кити, дельфіни, котики та ін.), мають певні шляхи і також дають змогу окреслити їхню біопровінцію.

Отже, комплекси біокомпонентів мають як палеогеографічне, так і стратиграфічне значення. Біостратиграфічна роль біокомпонентів добре вивчена і є в основі біостратиграфічного методу. Біостратиграфічні комплекси біокомпонентів змінюються в часі еволюційно або подіями. У першому випадку діють біологічні закони еволюції, і зміна відбувається більш-менш одночасно на всій Землі. У другому – вона відбувається залежно від місцевих, локальних або регіональних і світових подій. Причинами можуть бути: трансгресії і регресії; тектонічні рухи, що відкривають або закривають протоки; зміни клімату, наприклад, зледеніння; космічні події тощо. У цих випадках біостратиграфічні комплекси можуть змінюватися циклічно, з відомими повтореннями, що пов'язані з міграцією біосу або з новим поширенням зі сховищ. Еволюційні і подієві зміни біосу насправді взаємопов'язані, і події можуть позначатися на еволюції.

Палеогеографічні комплекси, що відповідають біопровінціям, є в основі виділення біофацій, або палеонтологічних фацій, які разом з літофаціями, геохімічними, гранулометричними та іншими “спецфаціями” створюють комплексні фації – геологічні тіла. Вони є органічними частинами цілісних з історико-геологічного погляду регіональних геологічних тіл – конкретних формацій. Такі фації і їхня складна ієрархія описані В. Поповим, Д. Налівкіним, Г. Крашенінниковим, а сучасні і мезокайнозойські фації океанів – І. Мурдмаа (1987). Можна

розрізняти сучасні й викопні біопровінції (фації). Сучасні біопровінції відповідають біоценозам, викопні – давнім біоценозам. За всіма цими біокомпонентами відновлюють біоценози, і їх трактують у параметрах фізико-географічної і хімічної ситуації: температури, клімату, газового режиму, гідродинаміки, освітленості, глибини, вологості тощо.

5.5. Седиментогенні хімічні компоненти

*Хімічні компоненти, що зароджуються в гідросфері в разі пересичення істинних розчинів або коагуляції колоїдних, є винятково важливими з наукового та практичного погляду й утворюють не лише осади – породи, а й товщі – формації: евапоритові (сольові), карбонатні, залізорудні, кременеві та ін. Вони найбільш рівноважні до фізико-хімічних умов водного середовища, тому відображають його не перекручено, а точно, що й дає змогу використати їх для палеогеографічного аналізу. Л. Пустовалов (1940), називаючи їх *мотогенними*, тобто утвореними під час перенесення або руху, перелічив низку процесів, які створюють їхні тверді фази: окиснення сидеритових, сульфідних та інших відновлених форм металів, гідролітичне розщеплення сполук і органічної речовини, звітрювання польових шпатів з утворенням глинистих мінералів (у дуже малих кількостях), взаємодія з газами, розчинами, випаровування розчинів, коагуляція та адсорбція і біосинтез органічної речовини й кістяка.*

Найбільші за об'ємом нагромадження дає *випаровування природних розчинів, яке приводить до формування потужних товщ карбонатів, сульфатів, хлоридів і в менших кількостях – сполук кремнезему, заліза, мангану, фосфатів, глинозему*. Нині з карбонатів стадії насичення досягають лише вапно і, рідше, доломіт, які випадають у тверду фазу з розчину в теплих і мілководних водоймах аридних зон через виведення CO_2 . Завдяки цьому біокарбонатна форма переходить у монокарбонатну, менш розчинну. Тому що карбонатні кристалики ростуть повільно, осад формується з мікритової (розмір зерен – менше 0,01 мм, часто дрібніше 0,001 мм) речовини, кристалики якої орієнтовані хаотично, що робить її темною у прохідному світлі під мікроскопом. У рухомих водах випадіння карбонату відбувається і на завислих піщинках – так утворюються численні ооліти. У разі послаблення біогенного витягання вапна, кремнезему та інших ліофільних елементів з гідросфери масштаби хемогенного утворення мінералів та їхня седиментація зростали і в такий спосіб нагромаджувалися потужні товщі. В архей з розчинів випадав і сидерит, що свідчить про нестачу кисню в атмосфері і більший вміст CO_2 .

Більш розчинні сульфати кальцію – гіпс і ангідрит, а ще більше – хлориди: кам'яна сіль (галіт), сильвін, карналіт, бішофіт та сульфати магнію, калію, натрію. Борати випадають у разі більшого випаровування розчинів і перетворення їх у ропу – концентрований розсіл, третину якого становлять розчинені солі. Це завжди відбувалося в обмежених водоймах, як великих, так і малих за площею, переважно мілководних, рідше глибоководних (перші сотні метрів). Особливим генетичним типом таких глибоководних водойм є сучасні западини Атлантис-II, Дискавері, Чайн та інші у Червоному морі, де на глибинах понад 2 км у зоні спредингу і підводного базальтового вулканізму виявлено високомінералізовані розсоли з температурою до 60 °С, з яких можуть випадати сульфати і хлориди. Джерело їхнє не ювенільне, не мантієне, а стратисферне – раніше сформовані міоценові (месінські) евапорити, що виходять у бортах западин.

Значна частина евапоритів формується за моделлю Кара-Богаз-Голу, тобто у мілководній водоймі, з'єднаній з основною водоймою – морем чи океаном – постійною протокою, ліпше з одnobічною течією – у бік випаровувального водоймища. Постійність струму води, що приносить сіль, забезпечена низьким (до –10 м і нижче) рівнем моря у випаровувальному басейні.

Тверда фаза солей утворюється передусім у верхніх, більше прогрітих, шарах, у яких нерідко є досить великі кристали галіту або інших солей.

Коагуляція колоїдних розчинів кремнезему, глинозему, оксидів заліза, органічної і глинистої речовини відбувається від дотику з електролітами морської води у прибережній зоні морів, де й виникає більша частина гелів. За наявності застійно- або тиховодних пасток гелі випадають в осад тут же або зазнають винесення далі в море і там часто розсіюються серед інших компонентів осаду. Ці сполуки, як і деякі інші, переносяться й у вигляді істинних розчинів та випадають з них у разі перенасичення, яке наставало найчастіше у давні епохи, особливо в докембрії, наприклад, під час формування джеспілітів.

Разом з колоїдами завдяки адсорбції осаджуються ванадій, уран, манган, мідь, свинець, цинк, титан, хром та інші малі й рідкісні елементи.

Хімічне осадження з істинних розчинів бере участь і в утворенні фосфоритів, за теорією А. Казакова (1937), під час підняття багатих на біогенні фосфати глибинних вод, і в утворенні залізо-манганових конкрецій, які частково також формуються з колоїдних форм цих елементів. У відповідних умовах з розчинів випадають і сульфідні та інші сполуки, хоч і в малих об'ємах.

Хемотронні компоненти, як і біотронні, виразно еволуціонували в історії Землі, що робить їх цінними геологічними годинниками і свідченнями складу атмосфери й гідросфери та фізико-хімічних умов локальних обстановок: температури, солоності, Eh, рН, компонентного складу і навіть гідродинаміки.

Практично всі осади і породи з седиментогонних хімічних компонентів – цінні корисні копалини: сировина для чорної та кольорової металургії, хімічна сировина, харчові компоненти тощо.

5.6. Вулканічні, або вулканогонні, компоненти

Вулканічні компоненти – помітна частина осадоних порід (до 2–3 % об'єму), причому вони не є на рівні компонентів, а утворюють самостійні гірські породи – туфи, хімічні руди заліза і мангану, кремені, сірку тощо – їхні пачки і навіть формації звичайно змішані, магматично-осадові, а власне – вулканогонно-осадові (наприклад, лавово-туфові).

Вулканічні компоненти представлені трьома агрегатними станами речовини: твердим, рідким і газовим. Вони не обов'язково пов'язані з вулканами, до них належать і ті, які виходять на поверхню Землі з гарячими джерелами, що не мають прямого або безпосереднього зв'язку з вулканами, а також грязевулканічні туфи нафтових областей.

Тверді компоненти – вулканокласти: 1) *пірокласти* – уламки ювенільні або резургентні (їх створює вибух вулкана або його фундаменту), і ті, й інші виникають у разі експлозивної, тобто вибухової діяльності вулкана, лава якого багата на гази; 2) *лавокласти* – уламки потоків лав, які виникають під час їхнього руху по поверхні Землі, вони захоронюються в осадоному матеріалі; 3) *гіалокласти* виникають, як і лавокласти, у разі ефузивної діяльності вулканів, проте обов'язково підводної або підльодової, внаслідок десквамації лавових куль у випадку термічного шоку (загартування) від дотикання гарячої лави до холодної води чи льоду або внаслідок пульверизації лави (*кулькові, або глобулярні, гіалокластити*) через тріщини кірки, що застигла, рідше в разі експлозій на дні неглибокої водойми (*підводно-туфові гіалокластити*).

За структурно-петрографічним характером тверді вулканокласти поділяють на три групи: 1) *літокласти* – уламки вулканічних порід, які не розпалися під час подрібнення на крапленики і скло; вони частіше бувають *вулканолітокластами*, рідше – *седикластами*, або *седиментокластами* (уламками осадоних порід), *метакластами* (уламками метаморфічних порід) та ін.; 2) *кристалокласти* – окремі

зерна або скупчення віддиференційованих вкрапленників у лаві – плагіоклазів, калішпатів, піроксенів, амфіболів, біотиту, магнетиту, ільменіту, кварцу; 3) *вітрокласти* – уламки скла, що не встигло розкристалізуватися під час розпилення рідкої лави в повітрі; вони мають характерну *рогульчасту* форму – у кислих і середніх ефузивів – з гострокутністю та вигнутою сферичністю. Сферичність – це стінки колишніх пухирців і пухирів газу, що миттєво виділилися з лави під час зниження зовнішнього тиску поблизу земної поверхні й вибухнули в повітрі з утворенням пилової хмари зі шкаралупок – їхніх стінок. За нижчого тиску газу виникає пухирчаста газово-рідка суміш, здатна текти з великою швидкістю і розділятися на грубі й тонкі уламки та застигати у вигляді *пемзових потоків*, складених *пемзокластами*, також утвореними переважно зі скла.

Треба відрізнити *вулканокласти* від аналогічних за складом *епіклас-тів*, або *екзоклас-тів*, які виникають не під час вулканічної діяльності, а після неї, у ході розчленування і перемивання лавових потоків або *туфів вітром, річками, прибоєм та іншими екзогенними агентами*. Вони належатимуть до іншого типу компонентів – до *реліктових уламкових теригенних або едафогенних*, хоча за складом вони вулканічні. Тому зручний і необхідний термін, який би об'єднував усі ці компоненти, що мають спільний вулканічний склад, – “*вулканіти*”, до яких можна зачисляти і суто магматичні утворення – лави, екструзії, сили.

Найпотужніші та різноманітні за генезисом і складом туфові породи, потужність яких досягає десятків метрів для одноактних вулканічних вивержень. Товщі туфів досягають багатьох метрів. Вони формуються у вулканічних поясах геосинкліналей, океанів та платформ; приклад – триасові вулканіти трапової формації Сибірської платформи.

Рідкі вулканічні компоненти надходять з гідротерм і є істинними і колоїдними розчинами кремнезему, оксидів заліза, мангану, алюмінію, фосфорних та інших сполук, які переносяться у вигляді хлоридів, бромідів, карбонатів, арсенових, сурм'яних та інших форм, тобто переважно у вигляді кислих розчинів. Лужні гідротерми рідкісні. Нині з'ясовано, що й вода, і розчинені в ній катіони й аніони переважно не ювенільні, а ремобілізовані з осадової оболонки Землі під час її прогрівання магматичним діапіром, що підіймається. Під час охолодження і дегазації біля поверхні Землі *гідротермальні розчини розвантажуються і дають відповідні осади, у тому числі руди заліза, мангану, опаліти*. В останні 20–25 років у зонах розсування океанічного дна відкрито гігантські конусоподібні гідротермальні споруди заввишки до 0,5 км – *чорні і білі курильщики, складені із сульфідів, сульфатів, оксидів заліза, міді, свинцю, цинку та ін.*

Гідротермальні компоненти і якісно, і кількісно вивчені ще недостатньо. Необхідне глибше літологічне, мінералогічне і геохімічне їх вивчення.

Газові компоненти, що їх постачають фумароли та інші ексгалації, пов'язані динамічною рівновагою з гідротермами і мають низку спільних компонентів: пари води, CO₂, CO, H₂, N₂, H₂S, NH₃, CH₄, As, Cl та ін. Багато з них також мобілізовано зі стратисфери. Більша частина їх була розчинена під величезним тиском у надрах, а в газову фазу виділилась біля поверхні. Подальша доля газів різна. Сірководень, наприклад, окиснюючись у повітрі, дає тверду фазу – елементарну сірку, яка утворює конуси – грифони заввишки до 10 м або осади сірчаної породи – сульфурити, наприклад, у кратерах та озерах вулкана Ебеко на о. Парамушир (Курильське пасмо). Частина сірководню зв'язується у сульфіди заліза й кольорових металів і дає рудні жили або осади, друга частина переходить у сульфати. Переходять у тверду фазу частково й деякі інші гази. Однак більша частина їх розсіюється в атмосфері, а також розчиняється у водах і виноситься в океан.

Теоретичне і практичне значення вулканогенних компонентів велике. Перш за все вони є матеріальним “документом” надр Землі, і тому цікаві всім геологам, особливо петрографам і геохімікам. Розсіяні на сотні кілометрів від вулканічних центрів, вони мають більше шансів зберегтися в геологічному літописі історії Землі, ніж вулканічні породи. Крім того, вони чітко стратифіковані серед шаруватих осадкових порід, тобто мають вікову прив'язку. Тому історію вулканізму не можна відновити без вивчення цих компонентів в осадкових породах. Особливо далеко розносяться вітрокласти, які завдяки характерній рогульчастій формі виявляють навіть в одиничних зернах. Їхні показники заломлення (змінюються від 1,62 у базальтового скла до 1,470 у ріолітового) легко визначити імерсійним методом, що дає змогу досить точно і легко визначити хімічний тип вулканіту.

Прошарки туфів формуються практично миттєво, тому вони – ідеальні стратиграфічні репери і горизонти. До них легко прив'язувати стратиграфічні розрізи, за ними впевнено проводять ув'язку розрізів, тобто їхню стратиграфічну кореляцію. Останніми десятиріччями розвинувся навіть самостійний напрям – туфова, або тефрова, стратиграфія.

Тонкі геохімічні дослідження скла і газиво-рідких включень у ньому дають змогу індивіалізувати прошарки вулканічних попелів і впевненіше розпізнавати їх у розрізах. Успішно застосовують і *трековий метод* – вивчення і підрахунок слідів розпаду радіоактивних елементів.

По туфах розвиваються цінні корисні копалини – каоліни (у кислих умовах торф'яних боліт), монтморилонітові відбілювальні глини (на

дни моря та в інших лужних умовах), цеоліти. Хімічні гідротермні осади – цінні руди заліза, мангану, сірки, арсену, сурми, міді, свинцю, цинку тощо, багато яких яшм, можливо, деяких фосфоритів і бокситів.

5.7. Діа-, ката-, метагенетичні компоненти

Якщо вилучити з діагенетичних гіпергенні, тобто сингенетичні елювіальні мінерали, розглянуті вище, то власне діагенетичними залишаються ті, що утворюються в умовах суттєво закритої термодинамічної системи. За кількістю вони перевищують седиментогенні хімічні мінерали. Спільними для них є *кальцит, доломіт, опал, гіпс, ангідрит, інші сульфати (Mg, Na, K), хлориди, частково фосфати, гідроксиди заліза, мангану*. Понад те у *діагенезі утворюються сидерит, анкерит, родохрозит, магнезит, стронціаніт і більш рідкісні карбонати, барит, целестин та інші сульфати, флюорит, пірит, галеніт, сфалерит та інші сульфідиди, різноманітні фосфати кальцію, заліза, алюмінію колоїдальної структури і апатит, кристобаліт, халцедон, кварц, різноманітні цеоліти, каолініт, монтморилоніт, інші смектити, гідрослюди, хлорити, палигорськіти, сепіоліти, змішаношаруваті та інші глинисті мінерали*. Об'єми діагенетичних мінералів, однак, значно поступаються великим седиментогенним масам речовини. Здебільшого, діагенетичні мінерали утворюють конкреції, ділянковий цемент, виповнюють порожнини у черепашках, мигдалинах ефузивів, міжкістякові простори і рідше формують більш-менш чисті пласти та лінзи сидеритів, вапняків, доломітів, фосфоритів, кременів, гіпсів, ангідритів, цеолітів, монтморилонітів або каолінітів по попелових туфах, іноді – сульфідів та інших мінералів. Товщина їх до 1–2 м, хоча частіше це лише сантиметри і дециметри, а діаметр конкрецій – до 5–6 м.

Діагенетичні мінерали успадковують сингенетичні, проте з певними часто значними змінами окисно-відновного типу: окисні в сингенезі нерідко замінені відновними в діагенезі.

Сингенез і діагенез конкурують за глибиною трансформацій і мінералогічним різноманіттям, тому важко визначити серед них стадію, що домінує (В. Фролов, 1984).

Останніми до утворених раніше приєднуються *ката- і метагенетичні мінерали*, за об'ємом малі – *цемент, конкреції, вторинні мінерали по польових шпатах, темноколірних, літокластах, і лише карбонатний метасоматоз – кальцитизація, доломітизація, магнезитизація, рідше сидеритизація – створює великі об'єми, товщі в сотні метрів*.

Найчисленнішими є ранньокатагенетичні мінерали: каолінит, монтморилоніт, гідромусковіт, гідробіотит, хлорити та інші глинисті мінерали, що розвиваються по польових шпатах, темноколірних та інших силікатах, а також сингенетично у поровому просторі пісковиків. Їхня різноманітність визначена варіаціями рН у різних ділянках осаду і породи, а інтенсивність глинізації – умовами тропічного звітрювання і тривалістю підстадії. Утворюються численні й різні карбонатні, сульфідні та цеолітові мінерали, халцедон, кварц, польові шпати, перетворюється органічна речовина, виникає буре і пізніше кам'яне вугілля, метан, починається утворення нафти.

Пізньюкатагенетичні мінерали ще менші за об'ємом і масою та менш різноманітні мінералогічно. Відбувається спрощення мінерального складу і зменшення мінерального різноманіття. Глинисті мінерали змінюються у бік гідрослюдизації та хлоритизації, монтморилоніти й інші смектити практично зникають, як і опал, кристалізується колофан. Усі карбонати зберігаються і лише перекристалізуються. Утворюються кварц, цеоліти, польові шпати, титанисті мінерали (анатаз, брукіт), пірит (кубіки) та інші сульфідні, барит, ангідрит, глибоко перетворюється органічна речовина і спочатку виникає головна маса нафти (головна фаза нафтоутворення), пізніше – газоконденсату і газу, формуються головні типи кам'яного вугілля.

Метагенетичні мінерали і за загальною масою, і за різноманіттям найменші з усіх стадіальних мінералів, вони відображають високі температури і тиск. Це переважно трансформовані мінерали попередніх стадій. Глинисті породи метаморфізуються, тобто перекристалізуються в серицитові і хлоритові сланці, триоктаедричні гідрослюди переходять у діоктаедричні 2M1, магнезіально-залізисті філосилікати – у високотемпературні хлорити (ортохлорити, тальк), виникають гюмбеліт, пумпеліт, пірофіліт, маловодні цеоліти (ломонтит, сколецит), зникає халцедон, його заміщує кварц; як акцесорні утворюються альбіт, олігоклаз, калішпат, епідот, цоїзит, турмалін, сфен, анатаз, брукіт, рутил, апатит, пірит та інші силікати.

Багато мінералів метагенезу – одиничні кристалики, регенераційні облямівки, виповнення порожнин. І трансформовані, і новоутворені мінерали метагенезу ліпше окристалізовані, їхня структура і склад більше упорядковані порівняно з мінералами катагенезу. Загалом вони стають подібними на ендогенні, метаморфічні і магматичні мінерали, у чому виявляється прогресивність розвитку мінералів у стратисфері.

На переході в зону метаморфізму ці риси мінералогії посилюються, у масовій кількості виникають альбіт, мусковіт, хлорит, преніт, епідот, цоїзит, калішпат, з'являються біотит, актиноліт, повністю

перекристалізовується кварц пісковиків. Однак багато метагенетичних мінералів практично не змінюються в зоні початкового метаморфізму (титанисті, циркон і більшість інших акцесорних та деякі породотвірні (польові шпати)).

5.8. Космічні, або космогенні, компоненти

Щорічно на Землю надходить близько 1 млн т космічного матеріалу (Є. Соботович, 1976, 1978; А. Беус, 1972; Космическое..., 1982; та ін.). Ця мізерна кількість представлена переважно тонким матеріалом – *кульками двох типів: 1) чорними, блискучими, магнітними діаметром до 0,2 мм, які складені самородним залізом або сплавом з магнетитовою оболонкою, 2) бурими, крупнішими (у середньому 0,5 мм), з менш гладкою, покресленою поверхнею, часто зі сферолітоподібною структурою, подібною до хондрової речовини метеоритів, які складаються з бронзиту, анортиту або олівіну, тобто мають у складі силікати.* Крупні метеорити – металеві або силікатні – становлять невелику частину космічного матеріалу.

Космічний матеріал майже повністю тоне і губиться в земному, особливо в теригенному, тому його довго не помічали. Лише полярні дослідники, зокрема експедиція Норденшельда, наприкінці ХІХ ст. виявили темний пил на снігу і дали йому назву “кріоконіт” (1890). Космічні кульки виявлені також на гірських льодовиках, а також в абісальних осадах центральних, найбільш віддалених від континентів частин, які поволі нагромаджуються. Уперше космічні кульки виявили І. Мюррей, А. Ренард (1884). Класичними стали дані про те, що в 1 л червоної океанічної глини є 15–30 космічних кульок, а в 1 л глобігерінового вапнякового мулу – лише одна–дві кульки. Червона океанічна глина накопичується в 15–30 разів повільніше від вапнякового глобігерінового, а точніше глобігеріно-коколітового мулу і в ній знаходять космічні кульки частіше.

Нині космічний матеріал має суто теоретичне значення: він дає уявлення про найближчий космос і той первинний матеріал, з якого утворилась Земля злипанням, або акрецією. Ще на його підставі можна скласти уявлення про швидкості нагромадження земного матеріалу. Тому й помічено кріоконіт у полярних країнах, що туди майже не потрапляв земний пил.

В історії Землі, однак, роль космічного матеріалу була більшою, а на початкових етапах (можливо, перші 200–500 млн років), коли Земля лише формувалася як небесне тіло і лише починала жити гео-

логічним життям, космічний матеріал – єдиний тип компонентів для всіх майбутніх порід. З цього випливає висновок про умовність понять “первинні” і “вторинні”. Найпервиннішими на Землі є осадові породи космічного походження – механічні осади, хоча вони склалися із вторинного матеріалу – якихось магматичних порід та інших компонентів допланетного етапу розвитку космосу. В умовах Землі потім відбувалася еволюція цього первинного осадово-космічного матеріалу і його розділення на магматичні, вторинно-осадові та метаморфічні породи, які зазнавали неодноразових взаємоперетворень у кругообігах речовини, що є змістом тектономагматичних та інших земних циклів.

5.9. Аутигенно-мінералогічні провінції, або геохімічні фації

Якщо за теригенними мінералами можна визначити склад і розташування, а також географічні умови суходолу, то за аутигенними мінералами відтворюють фізико-хімічні, географічні і біохімічні умови басейну седиментації, комплекс яких часто називають фаціями.

Для відтворення умов осадоагромадження найбільше значення мають сингенетичні компоненти, що формуються в стадію нагромадження і стадію сингенезу, тобто гіпергенезу. Вони навіть точніше відображають фізико-хімічні і фізико-географічні умови поверхні землі на суші й під водою. Діагенетичні, ката- і метагенетичні компоненти документують уже умови стратисфери, ізольовані від зони й умов осадоутворення. Аутигенні мінерали (Г. Теодорович, 1958), як і теригенні, звичайно не трапляються поодинокі, а утворюють асоціації, або комплекси, у нашому випадку – аутигенно-мінералогічні, площу поширення яких за аналогією з теригенно-мінералогічною провінцією можна назвати аутигенно-мінералогічною провінцією. Її називають також геохімічною фацією. Уявлення про сингенетичні мінерали і хімічні елементи, про сингенез, геохімічні фації та їхню класифікацію навів ще 1933 р. Л. Пустовалов (1940). Він розрізняв перш за все сингенетичний мінерал і сингенетичну хімічну сполуку, що ілюстрував прикладами. В одному з прикладів навів послідовний ряд сингенетичних мінералів: ферогель → лімоніт → гетит → гематит, у якому суто сингенетичним є лише перший – багатоводний ферогель складу $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, де $n > 2$. Усі інші мінерали, починаючи з “лімоніту”, або, точніше, з гідрогетиту, є вже епігенетичними щодо ферогелю. Однак вони зберігають в основі одну й ту ж хімічну сполуку – оксид заліза, що й виражає фі-

зико-хімічні умови, тобто геохімічну фацію. Це *сингенетична хімічна сполука*. Таким же є і бісульфід заліза, хоча в осадах зони сингенезу можна виявити й *моноссульфід різного ступеня гідратації та водні дисульфід*. Сполуки SiO_2 , FeCO_3 тощо – інші приклади сингенетичних хімічних сполук, члени відповідних різного ступеня гідратованих рядів сингенетичних мінералів, що починаються з *силікагелю* ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), *гідрокарбонату заліза* ($\text{Fe}_2\text{CO}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$).

Аналогічно введене поняття про *сингенетичний хімічний елемент*, наприклад, калій у складі глауконіту, запозиченого з морської води. Його протиставляють механогенному калію, який входить до складу теригенного калішпату.

На практиці для характеристики аутигенно-мінералогічних провінцій, або геохімічних фацій, користуються обома поняттями – і сингенетичними мінералами (елементами), і сингенетичними хімічними сполуками (елементами), розрізняючи їх, коли потрібно. *Для реконструкції умов сингенезу мають значення не лише наявні, а й ті, яких нема, сингенетичні компоненти*. На другі вперше для пегматитів звернув увагу О. Ферсман (1931), назвавши їх “забороненими”. В літології вперше ці поняття і термін ужив Л. Пустовалов (1933–1937).

Отже, кожну аутигенно-мінералогічну провінцію, або геохімічну фацію, характеризують *обов’язковими* (керівними, типовими) *можливими*, або факультативними (їхня поява залежить від низки обставин і моментів), і *забороненими* (виключеними) сингенетичними хімічними сполуками й сингенетичними хімічними елементами, наприклад, пірит у лімонітовій фації. Для сучасних і давніх латеритів обов’язковими сингенетичними хімічними елементами є, наприклад, Fe^{3+} , Al^{3+} , сингенетичними хімічними сполуками – маловодні Fe_2O_3 , Al_2O_3 , можливі Si і SiO_2 (водний або кристалічний) і заборонені Fe^{2+} , сульфідний S, органічний C, FeS_2 , FeCO_3 . Для торф’яного болота й утвореного в ньому вугілля з кислими і відновними умовами обов’язкові каолінит, сидерит, пірит, марказит, органічні вуглецеві мінерали, можливі сульфідні Cu, Zn, Pb, якщо ці елементи наявні у торфовиську, заборонені Fe^{3+} та його оксиди, як і оксиди інших елементів. Виявлення у відкладах трьох груп сингенетичних елементів і сполук мінералів повніше представляє аутигенно-мінералогічні провінції, або геохімічні фації, і дає змогу на цій фактичній емпіричній основі теоретично прогнозувати корисні копалини та їхній мінерально-геохімічний профіль.

Кожна ділянка земної поверхні схарактеризована своїми комплексами сингенетичних мінералів, які зберігаються протягом тривалого геологічного часу. Це й дає змогу розуміти їх як аутигенно-мінералогічні чи геохімічні провінції або фації. У традиціях 30–40-х років

Л. Пустовалов розрізняв сучасні і викопні геохімічні фації. Під *сучасною геохімічною фацією* Л. Пустовалов (1933) запропонував розуміти *частину земної поверхні, яка на всій своїй площі має однакові фізико-хімічні й геохімічні умови нагромадження і формування осадових гірських порід*. Під *викопними геохімічними фаціями*, відповідно, треба розуміти *пласт або свиту пластів, які на всій своїй площі мають однакову споконвічну геохімічну характеристику, що виникла внаслідок умов утворення осадової породи і перш за все у повсюдній наявності одного й того ж комплексу сингенетичних виділень, які утворюють між собою закономірні асоціації, зумовлені фізико-хімічними умовами формування породи*.

Л. Пустовалов описував дев'ять типowo морських і шість континентальних геохімічних фацій: 1) сірководневу, 2) сидеритову, 3) шамозитову, 4) глауконітову, 5) фосфоритову, 6) окисну, 7) ультраоскисну, 8) доломітову, 9) "морських солей", 10) латеритну, 11) ортштейнів; 12) пустель, 13) континентальних солей, 14) залізних руд, 15) вугілля.

Г. Теодорович розвинув учення про геохімічні фації і розробив детальну класифікацію субаквальних фацій (1958), що ґрунтується на двох найважливіших параметрах середовища – рН і Eh. Якщо виділяти за кожним з цих параметрів по шість градацій-фацій, то в класифікаційній таблиці-матриці їх буде 36; у кожній клітинці список стійких за заданих значень рН і Eh мінералів.

Розглянемо фації за кожною ознакою. За рН виділяють такі геохімічні фації.

1. *Різко лужна, або содова*, рН > 9, з характерними (стійкими) мінералами – сода- Na_2CO_3 , Са-монтморилоніт, менше магнезит, доломіт, кальцит, гейлюсит, сульфіді Fe. Сучасні приклади – содові озера затоки Сиваш та Кулундинського степу.
2. *Помірно лужна, або вапнякова*, рН 9–8 (7,8), з CaCO_3 , Са-Мg-монтморилонітом, Мg-філосилікатами (палігорськіт, сепіоліт), менше – доломіт (заміщення), анкерит, гіпс, галіт, сульфід Fe.
3. *Слабколужна, або галогенна, і доломітів заміщення*, рН 8(7,8)–7,2, з гіпсом, ангідритом, галітом, сільвіном та іншими солями, доломітом (заміщення), Мg-монтморилонітом, менше – FeS_2 , MnCO_3 , анкеритом, шамозитом, глауконітом, Са-фосфатами, оксидами Fe і Mn, ще рідше – з Al_2O_3 .
4. *Нейтральна, або безкарбонатна*, рН 7,2–6,6, з глауконітом, шамозитом, менше – з Мg-монтморилонітом, бейделітом, фосфатами, опалом, глиноземом, сидеритом, анкеритом, піритом, родохрозитом, рудами оксидів заліза і мангану.

5. *Слабкокисла, або галуазит-кременева*, рН 6,6–5,5 (5,0), колчеданисто-боксито-кременева, з галуазитом, глиноземом, алофанами, силіцидами, піритом та сульфідами міді, вівіанітом, торфом, частково з каолінітом.
6. *Кисла, або каолінітова*, рН 5,5 (5,0)–2,1, з каолінітом, піритом, сульфідами міді та іншими, торфом, керченітом, кварцом, халцедоном, опалом, вівіанітом, частково з глиноземом, рудами Fe.

За Eh виділяють такі геохімічні фації.

1. *Різко окисна, або лімонітова*, Eh > 300 мВ, з оксидами Fe, Mn, Al, силіцидами, кварцовими пісками, вапняками, каолінітом, монтморилонітом, магнезійними філосилікатами.
2. *Окисна, або перевідкладених глауконітів і фосфатів, вапняковиста*, Eh 300–50 мВ, з оксидами Fe, Mn, Al, оксикерченітом, опаловими силіцидами, названа Г. Теодоровичем дещо необґрунтовано глауконітовою.
3. *Нейтральна, або глауконітова*, Eh від 50 до –50 мВ, з первинним глауконітом, каолінітом, керченітом, глиноземом (боксити), фосфатами, доломітом, опаловими кременями, закисно-окисними залізистими хлоритами, монтморилонітом, гідромусковітом, гідробіотитом, евапоритами, содою, з підлеглими лептохлоритами.
4. *Слабковідновна, або лептохлоритова*, Eh від –50 до –100 мВ, з шамозитом, тюрингітом, фосфоритами, торфом, алофаном, каолінітом, галуазитом, монтморилонітами, боксити, вівіанітом, CaCO₃, манганокальцитом, олігонітом, анкеритом, кременями, частково з сидеритом, родохрозитом, сульфідами.
5. *Відновна, або сидеритова*, Eh від –100 до –200 мВ, з FeCO₃, MnCO₃, анкеритом, шамозитом, торфом, сульфідами, вапняками, доломітом, гідрослюдами і монтморилонітами, силіцидами.
6. *Сильновідновна, або сірководнева, сульфідна*, Eh понад –200 мВ, з сульфідами, каолінітом, алофаном, галуазитом, монтморилонітами, частково з гідрослюдами, CaCO₃, MgCO₃, доломітом, содою, солями.

У цих фаціях є не всі мінерали, багато які з них малочутливі до змін Eh (CaCO₃, MgCO₃, доломіт, сода, гіпс, гейлюсит, каолініти, кремeneві мінерали, глинозем, значною мірою гідрослюди, монтморилоніти та ін.) і рН (сульфіди, оксиди Fe, частково гідрослюди).

Більшість мінералів трапляється не лише в одній, а й у сусідніх фаціях, що пояснюють певною інертністю хімічних сполук і мінералів, неоднорідністю осаду і значною роллю успадкованості мінерального складу. Спектр значень Eh і рН стійкості мінералів різний, однак завжди виділяється фація, у якій той чи інший мінерал найстійкіший, отже, найбільш типовий. У суміжних фаціях його роль звичайно стає підлеглою і він поступово зникає. Його наявність у сусідніх фаціях пояснюють також тим, що в різних точках осаду інші Eh і рН, а це призводить до утворення різних (за цими параметрами) мінералів та зумовлює їхнє сумісне існування в осаді й породі. Раз утворившись, мінерал у твердому стані залишається на тривалий час стійким, ніби інертним, оскільки важко піддається змінам хімізму навколишнього середовища, а тому зберігає історичну геологічну пам'ять. І це треба враховувати в разі інтерпретації виявленого комплексу аутигенних мінералів, оскільки парагенезиси, що спостерігали, не завжди моностадійні й навіть упродовж однієї стадії одні мінерали змінюють інші.

Часто в одній і тій же породі бачимо матеріальні (мінеральні, структурні, текстурні) сліди багатьох стадій. З'ясувати їхню історичну послідовність та прочитати фаціальний і генетичний запис на них відповідних стадій – завдання стадіального аналізу, багато в чому аналогічні завданням стратиграфії та палеогеографії.

6. Будова осадових гірських порід

Багато різноманітних фізичних властивостей порід та їхніх масивів, а також фільтраційні й колекторські властивості визначені будовою (В. Фролов, 1992).

Будова порід охоплює багато важливих і самостійних аспектів, які отримали свої назви: *структура, текстура й укладка (упаковка)*. Нерідко всіх разом їх визначають як структуру, тоді це синонім терміна “будова”. Таке нерозділене поняття використовував Ф. Левінсон-Лессінг (1934) та його школа, а нині його підтримують деякі дослідники (Д. Семенов, 2006). Однак більшість геологів усіх країн услід за Г. Розенбушем (1923) і А. Заварицьким (1932) у понятті “будова” розрізняють структуру і текстуру, хоча обидва ці терміни українською мовою означають одне – будова. Тому їм надають різних значень, а в англомовній літературі їх розуміють протилежно: текстуру називають структурою, а структуру – текстурою.

Структура – це той бік будови, який виражає зернистість породи і визначений нею, тобто це розмір, форма і взаємовідношення зерен, а *текстура* відображає розташування зерен і визначена ним, тобто це шарувате або нешарувате розташування зерен (текстура у вузькому розумінні) і ступінь зближеності або завантаженості зерен (*укладка, або упаковка, зерен*). Останнім часом *укладку зерен* розглядають як самостійний, третій бік будови, тому що нерідкісними є породи з однією текстурою (наприклад, шаруватою або нешаруватою), проте різні за укладкою: щільною або пухкою, з віддаленими одне від одного зернами. А це важливо розрізняти в гідрогеології, нафтовій та інженерній геології.

6.1. Структура

Структури класифікують за всіма трьома аспектами: за взаємовідношеннями зерен, їхнім розміром та формою. Взаємовідношення

зерен визначає засіб утворення породи і, зокрема, вирішує питання, чи виникли мінерали на місці залягання породи або були сюди принесені. За типом взаємовідношення всі осадові (і магматичні, і метаморфічні) породи поділяють на дві групи: *I – конформнозернисті, або конформні*, та *II – неконформнозернисті, або неконформні* (рис. 6.1, табл. 6.1).

Таблиця 6.1

Структури осадових порід за взаємовідношеннями зерен,
за В. Фроловим, 1964

<p>I. Конформнозернисті</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Гіпідіоморфнозерниста 2. Гіпідіогранобластова 3. Гранобластова, лепідобластова, фібро- (або немато-) бластова 4. Механоконформнозерниста 	<p>II. Неконформнозернисті</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Суцільноскелетні біоморфні: <ol style="list-style-type: none"> а) черепашкові, б) біогермні та ін. 2. Куле- або сфероагрегатні: <ol style="list-style-type: none"> а) оолітова, б) сферолітова, в) пізолітова, г) онколітова, д) конкреційна, е) бобова, ж) копролітова, з) жовнова, і) згусткова, к) грудкувата та ін. 3. Уламкові, або кластичні: <ol style="list-style-type: none"> а) кристалокластична, б) літокластична, в) вітрокластична, г) біокластична
--	--

Для конформнозернистих структур (див. рис. 6.1, 1–3) характерна пристосованість зерен одне до одного: контур одного зерна є стороною сусіднього або повторює його, так що зерна повністю, без проміжку, заповнюють простір. Вони добре підігнані одне до одного, що свідчить про утворення або принаймні про перетворення зерен на місці залягання породи.

Розрізняють три або чотири типи конформних структур (див. табл. 6.1).

1. *Гіпідіоморфнозерниста*, або *гіпідіоморфна* (див. рис. 6.1, 1а), у якій зернами є кристали, послідовність виділення яких виражена їхнім ступенем ідіоморфізму: ранні, тобто перші, більш ідіоморфні, пізні пристосовуються до проміжків; утворюється під час кристалізації з розчину, тобто є первинною, подібно до того, як це відбувається під час кристалізації з розплавів (граніти, габро та ін.).
2. *Гіпідіогранобластова*, або *гіпідіобластова* зовнішньо подібна до гіпідіоморфної, однак суттєво відрізняється по-

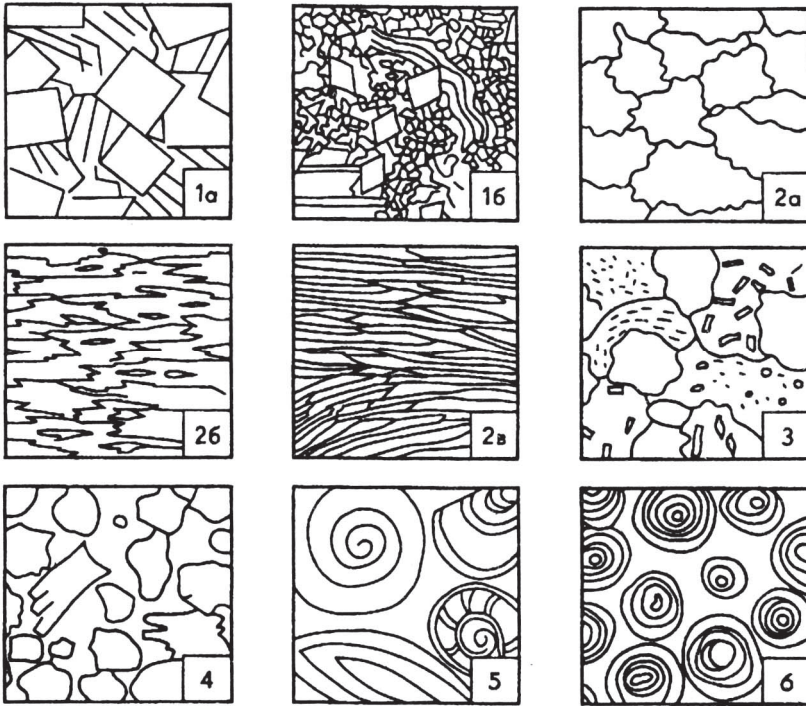


Рис. 6.1. Структури осадових порід за співвідношенням зерен, за В. Фроловим, 1964:

1–3 – конформні (конформнозернисті) структури: 1а – гіпідіоморфнозерниста, 1б – гіпідіогранобластова, 2а – гранобластова, 2б – лепідобластова, 2в – нематобластова, 3 – механоконформнозерниста, 4–6 – неконформні: 4 – уламкова, 5 – черепашкова, 6 – оолітова.

ходженням: вона не первинна, а вторинна, виникає під час метасоматозу або перерозподілу речовини у твердій породі, наприклад, під час доломітизації вапняків (див. рис. 6.1, 1б). Доломіт, маючи більшу кристалізаційну силу порівняно з кальцитом, здатний утворювати свою ромбоєдричну форму навіть у твердій, вапняковій породі, ніби розсуваючи або знищуючи кристали кальциту. Таку структуру помилково приймають за первинну та роблять неправильний висновок про первинність доломіту. Ознаки його вторинності необхідно шукати на, без сумніву, первинних компонентах: оолітах, уламках черепашок тощо. Якщо доломітові ромбоєдри “з’їдають” частину їхнього об’єму, то зрозуміло, що вони вторинні, виникли у твердій породі. Гіпідіобластова структура є проміжною між гіпідіоморфною та гранобластовою.

3. *Гранобластова*, а у випадку шаруватої або волокнистої форми кристалів – *лепідобластова* та *фібробластова* (*нематобластова*). У цьому разі кристали неїдіоморфні, а алотріаморфні або взагалі досить неправильні (див. рис. 6.1, 2а–2в). Вони утворюються під час бластезу – росту кристалів у твердій породі, у ході розкристалізації аморфної речовини або перекристалізації кременевих, карбонатних, глинистих та інших порід. Отже, ця структура є вторинною. Вона також властива всім метаморфічним породам: гнейсам, сланцям, амфіболітам тощо.
4. *Механоконформнозерниста*, або *механоконформна* (див. табл. 6.1, 3), виникає під час механічного пристосування зерен одне до одного під тиском верхніх шарів або під час стресу (бокового, наприклад, складкоутворювального тиску): більш пластичні та менш міцні зерна (слюди, уламки глин, сланців, алевролітів, вапняків, ефузивів тощо) пристосовуються до міцних (кварц, часто плагіоклази, уламки кварцитів, кременів та ін.), обтискають їх, прилягаючи щільно, без проміжків; міцні зерна занурюються у пластичні. Часто ці структури конформні не повністю, оскільки ступінь механічного пристосування буває різним і варіює від 0 до 100 %. Міра конформності – співвідношення довжини конформних контактів до неконформних або до всього периметра зерна. Ця структура поширена у грауваках, туфах, карбонатних, уламкових та інших породах.

Конформнозернисті структури свідчать про механічну рівновагу породи, коли зник поровий простір і зерна щільно прилягають одне до одного. Генетично вони досить різні й стосовно породи бувають як первинними (гіпідіоморфна), так і вторинними (бластові та механоконформні).

Неконформнозернистим структурам (див. рис. 6.1, 4–6, табл. 6.1) властива невідповідність контурів у сусідніх зернах, і зерна не заповнюють простір повністю, частина його залишається порожньою (це поруватість породи) або пізніше її заповнює цемент. Кожне зерно індивідуальне, ідіоморфне, зерна не пристосовані одне до одного, порода загалом механічно неврівноважена, у ній можливе зближення зерен під час ущільнення або перекристалізації, під час яких розвиваються вже конформнозернисті структури, які знищують первинні.

Залежно від форми і, отже, від способу утворення зерен розрізняють три основні типи неконформних структур.

1. *Суцільноскелетні біоморфні* структури – *черепашкові* (структурними елементами – зернами – є черепашки) і

біогермні (коралові, строматолітові та інші, коли заходяться прижиттєво скелети організмів, які зазвичай прикріплюються).

2. *Кулеагрегатні*, або *сфероагрегатні*, і численні структури, що належать до них, переважно хімічного і біологічного, менше механічного (глинисті котуни та ін.) походження, коли структурними елементами слугують сферичні тіла – агрегати дрібних кристаликів або аморфні утворення, які зберігають первинну форму: *оолітову, сферолітову, пізолітову, онколітову, бобову, копролітову, грудкувату, згусткову, конкреційну, жовнову, обкатану, псевдооолітову тощо*. Вони дуже поширені в карбонатних, фосфатних, алюмінієвих, залізних, манганових та інших породах.
3. *Уламкові*, або *класичні* (чи *детритові*), структури – осадки і породи, складені уламками кристалів, скла, порід, органічних решток, тобто мають, відповідно, *кристало-, вітро-, літо-, біокласичну структуру*. Біокласичну часто називають *органогенно-уламковою*, або *органогенно-детритовою*. Те, що зерна – це уламки, видно за їхніми контурами, які є поверхнями подрібнення з одного або різних боків, первинно цільного кристала, ооліта, черепашки або вулканічного скла. Уламкові структури властиві всім уламковим породам, більшості глинистих і фосфоритових, багатьом карбонатним, бокситовим, ефузивним та іншим породам. Це найпоширеніші осадкові структури: їх мають 60–70 % осадкових порід або більше.

*Розмір зерен – другий, а для уламкових порід – перший аспект структури. Є деякий різнобій у розумінні меж гранулометричних (гр. *гранула* – зерно) типів і класів у дослідників з різних країн, та все ж більшість з них розуміють однаково або наближено. З двох основних вимог до гранулометричних класифікацій – природність меж та зручність у використанні – у наявних класифікаціях, зазвичай, виконується одна, оскільки в детальних класифікаціях їх важко поєднати. Вимога природності меж особливо важлива для уламкових порід, які складаються із зерен, що переносилися та відкладалися індивідуально, коли виявлялися якісні стрибки між різними популяціями зерен. До гранулометрії уламкових порід пристосовуються розмірності структури інших порід, що спрощує та уніфікує структурний аналіз осадкових порід загалом (табл. 6.2).*

Таблиця 6.2

Загальна гранулометрична класифікація структур осадових порід,
за Л. Рухіним, 1969

Розмірність, мм	Структура
I. 10 000–10	А. Яснозернисті, або фанеромірні (повномірні) – понад 0,05 мм ГРУБОМІРНІ: гіга- і грубоуламкові, гіга- і грубоскелетні гігауламкові, або блокові, гігабрилові, гігавалунні, гігаскелетні
1) 10 000–1 000	
2) 1 000–100	
3) 100–10	великі грубоуламкові: брилові, брилобрекчієві, валунні, валунно-конгломератові, грубоскелетні, гігакристалічні дрібні грубоуламкові: щебеневі, брекчієві, галькові, конгломератові, грубоскелетні, гігакристалічні
II. 10–2	КРУПНОМІРНІ: крупноуламкові – жорствяні, гравійні, гравелітові, крупноскелетні, гігакристалічні крупножорствяні (гравійні) і т.д. дрібножорствяні
10–5	
5–2	ДРІБНОМІРНІ: середньоуламкові (піщані), середньоскелетні, мікрокристалічні грубозернисті, грубопіщані (грубопсамітові) крупнозернисті, крупнопіщані (крупнопсамітові) середньозернисті, середньопіщані (середньопсамітові) дрібнозернисті, дрібнопіщані (дрібнопсамітові) тонкозернисті, тонкопіщані (тонкопсамітові) Б. Криптомірні, незернисті візуально: пелітоморфні, афанітові – до 0,05 мм МІКРОМІРНІ: мікроуламкові, або алевритові, мікрозернисті, лускуваті, мікробіоскелетні алевритові, мікрозернисті, мікролускуваті крупнозернисті пеліти середньозернисті пеліти дрібно- (або грубопелітова) субколоїдальні, крупно-дрібнопелітові, тонко- і ультратонколускуваті
III. 2–0,05	
2–1	
1–0,5	
0,5–0,25	
0,25–0,1	
0,1–0,05	
IV. 0,05–0,0001	Колоїдальні Незернисті: безструктурні, аморфні
1) 0,05–0,001 (0,005)	
0,05–0,01	
0,01–0,005	
0,005–0,001	
2) 0,001–0,0001	
V. Дрібніше 0,0001	
VI. Без зерна	

За розміром зерна всі структури, як і породи, перш за все поділяють на дві великі групи: *яснозернисті, або фанеромірні (повномірні)*, зерно яких видно неозброєним оком, і *криптомірні, або прихованозернисті*, а також *незернисті*, які візуально сприймають як суцільні, безструктурні, що визначене двома рівноцінними термінами: *пелітоморфні*, тобто глино-подібні, землясті (наприклад, мергелі, опоки, діатоміти), та *афанітові* – склуваті на вигляд (обсидіани, кремені, яшми). Межею між ними є 0,05 мм – *межа розрізнення оком зернистості*. Ця найважливіша межа у гранулометричному ряді вибрана не за онтологічними (що властиві об'єктові), а за гносеологічними, тобто методичними критеріями. Однак,

можливо, це щаслива випадковість, з цією межею збігається стрибок властивостей і в об'єктах – у породах: у тонших осадах з'являється *зв'язність*, різко зростає висота капілярного підняття тощо. Отже, *межа 0,05 мм є також природною*, а не тільки методичною. Природне обґрунтування має і *межа 2 мм*: крупніші уламкові породи практично є лише *літокластичними*, тобто вони складені з уламків порід, а дрібніші часто бувають і *кристалокластичними*, тобто складеними з мінералів.

Межа 0,0001 мм (або 0,0002 мм) також природна, тому що визначає верхню межу колоїдних розчинів, які не підпорядковані силі тяжіння й мають один заряд для всіх частинок, зняття якого зумовлює коагуляцію та осадження колоїдного розчину. Це і межа можливості світлового мікроскопа, тому що розмір колоїдальних частинок – менше половини довжини світлової хвилі.

Деяке гідродинамічне обґрунтування *межі в 10 мм* навів Л. Рухін (1969), що дає підставу прийняти її за поділ гравію та гальок. Верхню межу гальок (10 см) приймають без обґрунтування, а іноді її відсувають до 20 см.

Наведені природні, тобто ті, що є в самому об'єкті, межі все ж таки обґрунтовні слабо. Це дає змогу багатьом літологам для зручності та простоти користуватися звичайним арифметичним рядом, який розбитий більш-менш рівномірно. Для хомогенних порід такий підхід можливий.

Зернистість осадкових порід характеризують також *ступенем рівно- або різнозернистості*, що для уламкових порід виражають *ступенем сортування*. Серед різнозернистих виділяють *порфірову*, або *порфіроподібну, структуру*: порода чітко розділена на дві фракції: *тонку*, яка є фоном, або основною масою, і *крупніші вкрапленики*, а проміжних за розміром зерен нема.

Форма зерен – третій аспект структури, який визначає низку фізичних властивостей порід і дає генетичну інформацію. Для грубоуламкових порід її використовують також у номенклатурі та класифікації. Описують і класифікують форму *за ступенем ідіоморфності й ізометричності*, а потім, особливо в уламкових породах, за вторинними змінами первинної форми – *за обкатаністю, кородованістю та регенерованістю*.

Ідіоморфність відображає первинну форму та ступінь її вираженості. У кристалах це вираженість властивої конкретному мінералу *кристалографічної форми*, наприклад, кубічної (у піриту, галіту, сільвіну), октаедричної (у флюориту), ромбоедричної (у карбонатах), призматичної (у сульфатах, піроксенах, амфіболах та ін.), сплющеної шпатової (у польових шпатах, кіаніту та ін.). Важливим є і загальний вигляд форми –

габітус: волокнистий, шаруватий, шпатовий, призматичний, кубічний тощо. Свою форму мають і зберігають або втрачають не лише кристали, а й черепашки, сфероагрегати, навіть уламки порід та скла. *Описують і всі невираженості ідіоморфізму – неправильність (у гранобластових структурах), алотріоморфність або ксеноморфність (у псевдоморфоз, які заповнюють об'єм заміщеного кристала, наприклад, кубічна форма гематиту-мартиту, який заміщує магнетит у джеспілітах докембрію).*

Ізометричність (або протилежна властивість – анізометричність) виражає ступінь фізичної (механічної) анізотропії мінералу або уламка породи, черепашки та тісно пов'язана з текстурою зерна або зі спайністю. Звичайно виділяють зерна чотирьох типів: 1) ізометричні, коли три поперечники зерна майже однакові або найбільший не перевищує найменший більше ніж у 1,5 раза; 2) видовжені, коли два поперечники майже однакові, а третій перевищує їх більше ніж у 1,5 раза; 3) сплющені, коли один з поперечників помітно (більш ніж у 1,5 раза) менший від двох інших; різновидом є шаруваті; 4) видовжено-сплющені, проміжні між другим і третім типами. У спеціальних дослідженнях за допомогою вимірювання трьох поперечників обчислюють коефіцієнти ізометричності, видовженості і сплющеності та коефіцієнт дисиметрії.

Із вторинних змін форми найважливіші *обкатаність, кородованість та регенерованість, а також зміна форми в ході перекристалізації. Обкатаність* оцінюють за три- або п'ятибальною шкалою і часто виражають у відсотках. Зерна дрібніше 0,05 мм практично ніколи не зазнають обкатування, тому що переносяться найчастіше у суспендованому вигляді.

Породи з неконформною структурою є двофазовими: окрім основного структурного кістяка, у них часто розвивається цемент. Необхідно описувати тип і структуру цементу. Також часто наявний *наповнювач*, наприклад, у черепашнику – піщаний наповнювач та вапняковий цемент.

Масштаб структур. Розрізняють структури за відносним масштабом. М. Швецов (1958) виділяв: 1) *мезоструктури*, або просто структури, які видно в малому шматку породи і під мікроскопом за малих збільшень; 2) *мікроструктури*, які видно у шліфі лише за великих збільшень; 3) *макроструктури*, які видно у великих штуфах, цілих пластах і навіть пачках.

Оскільки кожний з цих рівнів структур складається з декількох підпорядкованих порядків, то за потреби можна розрізнити і більше рівнів. Наприклад, в уламковому брекчієподібному вапняку, окрім брекчієвої макроструктури, розрізняють структуру наповнювача (жорствяно-піщану), структуру уламків, яка виявлена також макроструктурою, проте дрібнощербенисто-жорствяною, усередині якої розрізняють на од-

ному рівні оолітову в одних уламках і черепашкову в інших, не кажучи вже про структуру порового простору, який зайнятий наповнювачем та цементом. Заглиблюючись, ми розрізняємо мікроструктуру самих оолітів та черепашок. В оолітах вона також складна: голчаста, вторинна, розвивається в разі розкристалізації первинної мікрозернистої, яка ще чітко має перевагу. Водночас змінюється і текстура: з оолітової, тобто концентрично-шаруватої, вона стає радіальною, і ооліт поступово переходить у сфероліт. Текстура елементарного шарка, зазвичай, невпорядкована. У черепашках двостулков та інших безхребетних часто розрізняють до трьох–чотирьох і більше порядків структур (як і текстур), найбільш тонкою з яких є ультрамікроскопічна, яку не видно в світловому мікроскопі, тобто колоїдально-волокниста (тонкофіброва), або кристалітова. Зазвичай дві мікроструктури розрізняють у халцедонових кременях, яшмах: мікрогранобластові та колоїдальні волокнисті.

6.2. Текстура

Текстура – це будова, визначена розташуванням зерен, є основним вираженням анізотропії породи, яка відображає анізотропію простору – середовища, у якому утворилася порода. Тому вона має винятково важливе генетичне значення, без неї неможливо оцінити фільтраційні й інші фізичні та механічні властивості порід – об'єктів інженерної, нафтової геології та гідрогеології. Як найінформативнішу генетичну ознаку, текстуру детально вивчають у генетичному та фаціальному аналізах.

Класифікації текстур складні та різноманітні, що відображає складність самих текстур і часто цільовий підхід до їхнього вивчення. Найбільший внесок у їхню розробку зробили Ю. Жемчужников, Н. Танатарія, Г. Рейнек, Л. Ботвінкін, Н. Вассоєвич, С. Талдикін, Ю. Половінкін, А. Васильєва, Э. Бур'янова, Н. Сінгх. Усі класифікації можна звести до порівняно простої схеми (В. Фролов, 1974 та ін.), у якій наразі не вдалося витримати суто морфологічний принцип, а використано генетичні поняття, що відображають стадії і найпростіші способи утворення, наприклад, біогенні, механогенні (табл. 6.3).

Текстури нашарування утворюються одночасно з нагромадженням осаду, тобто є *седиментаційними*. Кожен шар або прошарок відповідає поверхні нашарування, горизонтальній, хвилястій або нахиленій, косій. Ступінь вираженості текстури, тобто шаруватості, може бути і слабкий – тоді текстура переходить у *нешарувату*, або *невпорядковану*.

Схема класифікації текстур осадових порід

<p>А. Текстури внутрішні, притаманні всьому об'єму породи.</p> <p>I. Текстури нашарування, що формуються одночасно з седиментацією.</p> <p>1. Невпорядкована, нешарувата.</p> <p>2. Текстури з шаруватістю:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) горизонтальною, 2) хвилястою, 3) косохвилястою, 4) косою: а) однонапрявленою; б) різнопрявленою. <p>II. Текстури накладені, ранні, сингенетичні.</p> <p>1. Біогенні:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) мулоїдна, іхтіолітова, або біотурбітова, 2) коренева, грудкувата. <p>2. Змулювання.</p> <p>3. Оповзання й опливання.</p> <p>4. Гідророзривні.</p> <p>5. Елювіальні або сингенетично-метасоматичні:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) неупорядкована (порода вторинно ізотропна), 2) вертикально розчленувальна. <p>III. Текстури накладені, пізні: діа-, ката-, мета-, епігенетичні, гіпергенні, тектонічні:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1. Шкаралувувата. 2. Конкреційна. 3. Фунтикова. 4. Стилелітова. 5. Заміщення. 6. Зеброва, або кільця Лізеганга. 7. Сланцювата. 8. Смугаста. 9. Плойчаста. 10. Кліваж. <p>Б. Текстури поверхонь шарів.</p> <p>I. Текстури покрівлі.</p> <p>1. Брижі:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) симетричні, 2) асиметричні. <p>2. Тріщини висихання.</p> <p>3. Мерзлотні клини.</p> <p>4. Гліптоморфози кристалів солей, льоду.</p> <p>5. Сліди крапель дощу і граду.</p> <p>6. Сліди струменів течії і стікання.</p> <p>7. Сліди волочіння.</p> <p>8. Сліди повзання.</p> <p>9. Сліди закопування і свердління.</p> <p>10. Сліди розмиву й елювіювання.</p> <p>II. Текстури підшви.</p> <p>1. Механогліфи:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) язичкові валики – зліпки борід розмивання, 2) двосічні валики – зліпки подряпин, 3) шевронові валики – сліди волочіння, 4) поодинокі пагорбки – сліди падіння, 5) брижі, 6) знаки вкорінення, діапіри глиняні та ін. <p>2. Біогліфи:</p> <ol style="list-style-type: none"> 1) звивисті валики – сліди повзання, 2) пагорбки поодинокі і парні – сліди закопування, 3) горби поодинокі – сліди сидіння і перебування, 4) відбитки слідів ніг і лап та ін.
--

Порода стає *ізотропною*, тому що всі напрями в ній – і вертикальний, і горизонтальний – не виражені, літолог перебуває неначе в тумані – не може орієнтуватися в палеопросторі. Така *невпорядкована первинна текстура виникає за різних режимів седиментації*: 1) *у разі лавинної седиментації* – швидкого відкладання великих мас матеріалу – з селевих та інших тимчасових потоків, з суспензійних турбідитних потоків, в обвалах, нерідко в осипах, зсувах, туфах і т. д.; 2) *у випадку повільної седиментації* – постійного перемивання або перенесення течіями зернистого матеріалу, галька і зерна переважно ізометричні (наприклад, кварцові), які в разі відкладання не позначають шаруватості; тонкий матеріал (глинистий або рослинний детрит) вимивається, тому він також не відображає шаруватості; 3) *у разі повільної і рівномірної седиментації глинистого матеріалу*, паралельну орієнтацію лусочок якого змінюють одночасно колоїдні сили; це намічає перехід до шкаралупуватої накладеної текстури. Нешарувату первинну текстуру треба відрізнити від накладених неспорядкованих.

Шаруваті текстури – головні в осадових породах. Шаруватість можна бачити навіть у нешаруватих породах, тобто в їхньому чергуванні.

Шаруватістю називають анізотропну текстуру, яка виникає в процесі нагромадження осаду в разі зміни матеріалу у вертикальному (точніше, у перпендикулярному до поверхні нашарування) напрямі або у випадку паралельного розташування сплосчених компонентів осаду, який позначає поверхню нашарування. *Поверхня нашарування* – це поверхня геологічної синхронічності (одночасовості), тобто відповідає одному моменту поверхні осаду або нижньої межі зони осадоутворення. *Шар*, або *пласт*, – геологічне тіло плоскої (плащоподібної) форми, що складене більш-менш однорідною породою й обмежене зверху і знизу поверхнями нашарування. *Нашарування*, отже, можна також визначити генетично як анізотропну седиментогенну текстуру, яка відображає переміщення у просторі поверхні нашарування.

Шаруватість може бути виражена (М. Швецов, 1958):

- 1) зміною речовинного або мінерального складу, ясною та різкою, ясною, але поступовою і, нарешті, зміною майже непомітною внаслідок того, що один з компонентів, який змінюється, наявний у дуже малій кількості;
- 2) зміною структури або текстури, тобто зміною розміру або форми зерен, появою органічних решток, слідів життєдіяльності організмів, конкрецій, поруватості, розташуванням складових частин породи або іншими змінами її будови.

Головні причини, які сприяють появі шаруватості, такі:

- 1) *періодична і неперіодична мінливість дії чинників звітрявання, перенесення та осадження осадів на континентах (вітру, тимчасових потоків та рік);*

- 2) *під час утворення мікрошаруватого матеріалу* (товщина шарів – частки сантиметрів або міліметрів) – *змінюється порі року* (наприклад, шаруватість глибоководних чорноморських осадів, четвертинних смугастих глин тощо);
- 3) *тектонічний режим*. Підняття ділянок суші, що зазнають розмивання, приводять до зміни клімату, інтенсифікації розмивання з відповідним зростанням об'єму кластичного матеріалу, який виноситься в область седиментації і пригнічує утворення хомогенних осадів тощо. Опускання суші призводять до перетворення її у морський басейн, який у разі наступного підняття перетворюється у замкнений лагунний басейн, що опріснюється або засолонюється й у якому змінюються фізико-хімічні умови середовища, що спричиняє масову загибель фауни тощо. У випадку різкого відновлення тектонічного режиму активізується вулканічна діяльність, і в осад надходить новий матеріал – пірокластичний;
- 4) *другорядну, проте іноді суттєву роль у формуванні шаруватості відіграють зливи та повені, велика кліматична періодичність, біологічні чинники* – епідемії та мор організмів або, навпаки, раптові спалахи розквіту фауни і флори, *космічні процеси та ін.*

У. Твенгофел (1936) причинами, що сприяють появі шаруватості, назвав такі: 1) *сезонні зміни*; 2) *зміни погоди*; 3) *зміни течій*; 4) *кліматичні зміни*; 5) *коливання рівня моря*; 6) *відкладання колоїдного матеріалу*; 7) *зростання організмів*.

К. Андре (1916) додав ще 8) *рухи ложа океанів*.

Усі названі чинники, складно переплітаючись між собою, створюють строкате чергування дрібних та великих прошарків різного складу, кольору, будови тощо, яке простежується в геологічних розрізах.

Первинна шаруватість зберігається далеко не завжди, оскільки відбувається її вторинна переробка за допомогою таких різних чинників: 1) *хвилювань водного середовища*; 2) *мулоїдних та рийних організмів*; 3) *підводних зсувів*; 4) *перекристалізації осаду*; 5) *тиску кристалів, що ростуть в осаді*; 6) *тиску осадів та льоду, що перекривають шар*; 7) *росту конкрецій*; утворення карсту та інших порожнин у породі, наявність яких спричиняє просідання осадів. Тому *вона може зберегтися там, де осад швидко твердіє або нагромаджується з такою великою швидкістю, що мулоїди не встигають його переробити, або там, де немає мулоїдів та помітних рухів водного середовища, тобто на значних глибинах або у замкнених басейнах з бідною фауною*. Такі умови найсприятливіші для виникнення і збереження в подальшому горизонтальної шарува-

тості. Прикладами такої шаруватості можуть бути глибоководні осади Чорного моря з їхньою ясно вираженою мікросхаруватістю, смугасті глини, які формуються в озерах льодовикового походження, та відклади припливної зони.

Головну класифікацію шаруватості проводять за формою шарів, точніше за їхнім положенням щодо горизонту, або, що практично одне й те саме (лише відрізняється на 90°), щодо вектора сили тяжіння на Землі. Виділяють чотири головні морфологічні типи шаруватості: горизонтальну, хвилясту, косохвилясту і косу. Ці типи мають і генетичне обґрунтування. *Горизонтальній шаруватості* відповідає застій речовини середовища, принаймні хоча б біля дна (біля поверхні нашарування), або під час ламінарного руху. *Хвилясту шаруватість* зумовлюють, зазвичай, коливальні рухи води або повітря біля дна, а *косу* – поступальні, поточкові, напрямлені рухи – течії, за винятком дуже повільних або дуже швидких (гірські річки у паводок) ламінарних течій. *Косохвилястій шаруватості* не відповідає якийсь чистий динамічний тип руху середовища, вона утворюється в разі поєднання хвилювання і течії – найбільш поширеного прояву хвилювання в природі.

Горизонтальна шаруватість утворюється у випадку горизонтального положення рівної поверхні нашарування. Тому не правильно називати її “паралельною” шаруватістю, бо це не виражає головної її сутності, окрім того, паралельною буває і хвиляста, і коса шаруватість. Горизонтальна шаруватість, незважаючи на її загальну простоту, морфологічно і динамічно є дуже різноманітною. Найбільше поширені *градаційна*, *прошаркові* та *перешарувальні* її різновиди, а також ті види, які виражені зміною забарвлення і включеннями, розташованими паралельно до поверхні нашарування. *Градаційна горизонтальна шаруватість* утворюється за достатньої товщини шару води (тобто достатньої глибоководності) та масового потрапляння у верхні шари води (принаймні не в придонні) різнозернистого осадового матеріалу будь-якого складу. Цей матеріал, опускаючись на дно, розсортовується: важкі й крупні, а також ізометричні частки, на відміну від дрібних, легких і плоских, відкладаються першими, утворюючи *базальний шар градаційної серії порід*, а дрібніші поступово заміняють його вгору по розрізу, доки не осяде пелітовий матеріал. Так осаджується матеріал спазматичних мутьових потоків (турбідити у фліші), попелові туфи, паводкові винесення річок в озерах або морях тощо. Природно, чим товстіший шар води має пройти лавина матеріалу, тим більші його маси можуть бути перероблені, і навпаки, чим ближче до дна є завислий потік осадового матеріалу, тим менша його частина може бути градаційно розсортована. Тому часто градаційна серія підстелена нешаруватою, ізотропною.

З цих співвідношень, знаючи товщину відкладеного матеріалу, можна визначити глибину басейну.

Прошаркова горизонтальна шаруватість виражена прошарками іншої або чимось відмінної від основної, фонові, породи, наприклад, глинистими примазками, присипками рослинного детриту або, навпаки, мікропрошарками алевриту чи піску в глині, вапняку, силіцитів, а також мікропрошарками глобігерин та інших планктонних форм. Доки прошарки явно підлеглі, вони не порушують монопородності шару. Проте з визначеного порогу товщини прошарку (2,5 і 10 мм?) можна говорити вже про перешарування різних порід, і шаруватість стає вже *перешарувальною*, що означає перехід від текстури породи до текстури товщі. Вона часто *флазерна*, тобто контрастна за кольором: темно-сірі глини чергуються зі світлими пісками.

Горизонтальна шаруватість, виражена зміною забарвлення, трапляється часто, однак може бути прийнята за вторинну. Нерідко вона взагалі виявляється на поверхні звітрювання. Наприклад, на свіжому зламі пісковик (з авандельтової ааленської формації Дагестану) нешаруватий, а на поверхні через 3–4 см жовтуваті пісковики зафарбовані у вишневий колір у прошарках близько 1 см завтовшки – тут цемент сидеритовий, який під час звітрювання окиснюється до лімоніту.

Дуже часто горизонтальна шаруватість виражена лише включеннями гальок, уривками глинистих шарів, ланцюжками черепашок або конкрецій та іншими включеннями. У гірському алювії часто гальки укладені в прошарок як черепиця, причому їхній нахил – проти течії.

Динаміка нагромадження порід з горизонтальною шаруватістю варіює від слабшої до активнішої. У тиховодних умовах біля дна звичайно формуються тонкі мули. Однак коли в таких же умовах нагромаджуються горизонтально-шаруваті грубі піски, то це вже є парадоксальним. Відкритий 1950 р. механізм завислих каламутних потоків вирішив цей парадокс. Проте ще більш парадоксальним є відкладення горизонтально-шаруватих конгломератів у гірських річках. Пояснюють це дуже великою швидкістю потоку, у якому вже не можуть утворюватися донні поперечні вали, які є відповідальними за формування косої шаруватості.

Хвилясту шаруватість утворюють коливальні (хвильові) або пульсаційні (пориви) рухи води або повітря (вітру) як брижі, що захоронюються, тобто в разі хвилястої поверхні нашарування. У цьому випадку дзеркало брижа горизонтальне. Якщо брижі невисокі, то шаруватість захоронюється повністю, з гребенями і западинами. Це *власне хвиляста шаруватість*, а якщо брижі великі (заввишки понад 15–20 см), то найчастіше під час перебудови плану хвилювання гребені зазнають зрізання і захороняються лише мульди. Таку шаруватість називають *муль-*

додобібною. Можна говорити про третій тип хвилястої шаруватості – *неправильно-хвилястошарувату текстуру*, у якій гребені найчастіше широкі, навіть сплюснені, а мультди гострі, килеподібні в розрізі, і чергування їх недостають регулярне. Це не механогенна, а біогенна, водоростева хвиляста шаруватість, яку хвилястою можна назвати лише умовно.

Не розвивається хвиляста шаруватість у глинистих і навіть в алевритових осадах, тому що частки цього розміру ($< 0,05$ мм) не відкладаються під час руху води, який і створює хвилясту шаруватість. *Тому хвиляста шаруватість – це текстура пісків, від тонко- до грубозернистих, рідше – гравійних осадів, у тім числі й уламкових вапняків піщаної і гравійної структури.* Неправильно-хвиляста шаруватість властива біостромним і біогермним доломітам та вапнякам. Найчастіше хвиляста шаруватість усіх типів – мілководне утворення, тому що хвилювання не проникає глибше перших десятків метрів. Однак подібну шаруватість утворюють і донні течії, а вони діють і на океанічному дні (до глибин 4–5 км і глибше). Правда, така хвиляста шаруватість відмінна від хвилювої і частіше переходить у косохвилясту.

Косохвиляста шаруватість має ознаки хвилястої і косої шаруватості й утворюється в разі хвилювання, що створює поступальне переміщення води – течію, яка моделює дно у вигляді поперечних пасом – брижів як дрібних, так і великих (хвилі піску до 0,2–0,3 м заввишки і до 1,0–1,5 м завдовжки). Виділяють два морфологічні типи такої шаруватості: *дрібну* і *крупну*. Серійні шви хвилясті, а шари – косі, часто сигмоподібні (у формі “S”). Отже, у цій, а також у хвилястій шаруватості чіткіше розрізняють *елементарні шари* (частки міліметра–перші сантиметри) і *їхні серії* – сукупності однорідних і однакових у всьому шарів: за потужністю, формою, нахилом тощо. *Косохвиляста шаруватість – це шаруватість пісків, переважно не грубих.* Вона формується в річках, озерах, у морях від прибіжної зони до океанічного дна, а також на суші як еолова. Така еврифациальність знижує її діагностичне значення, проте в комплексі з іншими текстурами й іншими генетичними ознаками її вивчення допомагає в генетичному і фациальному аналізах.

Коса шаруватість – одна з надзвичайних особливостей седиментаційних відкладів, важлива з практичного й особливо наукового поглядів. Нахил косої шаруватості спрямований у бік течії, яка таким способом точно визначена за вектором і силою, а також за характером руху середовища (водного або повітряного).

Формують косу шаруватість течія або повітряне переміщення зерен піску чи гравію, менше – гальки. По суті, вона продовжує розвиток шаруватості брижів і косохвилястої шаруватості. Поперечні до течії брижі

зі збільшенням швидкості течії стають вищими, ширшими і перетворюються в асиметричні підводні вали або дюни: схил, обернений проти течії, – пологий або майже горизонтальний, а схил за течією – крутий (до 40°) і на ньому проградаційно, тобто поступально просуваючись по шляху течії, відкладаються щораз нові шари, формується серія косих шарів протяжністю по течії в десятки–сотні метрів. За нею на відстані метрів–десятків метрів ідуть друга, третя серії і т. д. Якщо серії наповзають одна на одну, то утворюється (багато)поверхова *однонапрявлена коса шаруватість* (з одним напрямом нахилу косих прошарків – у річках, у зоні постійних морських течій). Якщо напрям течій змінюється, наприклад, на протилежний у прибережній зоні, то нахили шарів також протилежні в суміжних серіях. Це *різнонапрявлена коса шаруватість*, яка зрідка виникає в річках (у випадках сильного меандрування, коли на деяких відтинках меандр течія спрямовується вгору, проти генерального нахилу). Те ж саме відбувається і в антидюнах.

Безпосередньою причиною утворення косої шаруватості є турбулентний характер течії води або вітру. Під час збурень виникає гальмування потоку в якому-небудь шарі води або повітря і це призводить до падіння вниз загальмованих зерен. Вони обов'язково утворюють валики акумуляції піску, які ще більше посилюють турбулентність і гальмування над крутим схилом, оберненим за течією. Отже, початкове нагромадження на дні у вигляді горбика або валика робить систему стійкішою і саморозгінною. У цьому разі первинно S-подібні шари внаслідок зрізання їх на гребенях валів стають лише прогнутими донизу, неначе провисають під дією сили тяжіння, що й використовують для визначення нормального або перекинутого залягання товщі: шари прогнуті до підошви (тобто опуклі до неї).

Коса шаруватість, як і будь-яка інша, може бути ускладнена іншими видами шаруватості, у тому числі косою шаруватістю іншої орієнтації та розміру, що формується в інших динамічних режимах. Найбільш поширені *два типи косої шаруватості: плоскопалалельна і мультисловоподібна, або фестончаста.*

У водних потоках максимальна потужність косих серій не перевищує 2 м, хоча іноді в дельтових відкладах трапляються загадкові серії в 5–10 м. В. Фролов вивчав їх у верхньопермських відкладах Сіднею (Австралія). Однак вірогідність їхнього утворення у водних умовах повністю не доведена. Питання це таки важливе, тому що у випадку підтвердження водно-потокового генезису надпотужних косих серій можна впевнено відновлювати і надпотужні потоки. Водночас це знижує роздільну силу масштабу косої шаруватості для розрізнення еолового її різновиду від водного. *Потужність косих серій еолових дюн і барханів*

досягає 50–80 м (можливо, більше), що відповідає їхній висоті. Раніше, до виявлення надпотужних водяних серій, уже за потужності їх понад 2 м шаруватість уважали еоловою. Тепер цей поріг упевненого розрізнення піднято до 10 м, що знижує методичну цінність ознаки. Друга відмінність еолової косої шаруватості від водно-потокової – часта клиноподібність косих серій, оскільки навітряний схил також досить крутий (до 10–15°), а для флювіальної косої шаруватості характерна паралельність або субпаралельність серійних швів. Третя ознака парagenетична – асоціація з еоловими брижами.

Важче розрізнити річкову та морську шаруватість, коли морська переважно однонапрявлена (у разі її різнонапрявленості питання майже не виникає). Ю. Жемчужников, Л. Ботвінкін, П. Тимофеев та інші дослідники однією з відмінних ознак уважають ритмічне (градаційне) сортування косих прошарків. Це справді так. Проте розкриття причин ознаки знижує її діагностичне значення: вона діє тому, що найчастіше річка переносить різнозернистий матеріал, з якого можна отримати градаційні шари. У морях такий матеріал трапляється рідше, тому там менше розвинуті градаційні шари. Подібний мало різнозернистий матеріал і в річці дасть косі шари практично без градаційного сортування. Отже, дія ознаки ґрунтується на фундаментальній різниці структур. Інші відмінності річкової та морської однонапрявленої косої шаруватості треба перевіряти і шукати.

Масштаб текстур нашарування і питання номенклатури. Масштаб текстур вирішують аналогічно до масштабу структур. М. Швецов розрізняє мезо-, макро- і мікротекстури, які, відповідно, простежуються: у будь-якому шматку породи або шліфі за малого (об'єктиви $\times 3$ і $\times 8$) збільшення; у крупних штуфах, у шарі або в товщі порід; під мікроскопом за великого (об'єктиви $\times 20$, $\times 40$, $\times 60$, $\times 90$) збільшення. Однак текстури, як і структури, насправді більш багаторангові і представлені як макро- і мегатекстурами – текстурами товщ, так і текстурами порід різного рангу та мікро- й ультрамікротекстурами.

Корисно виражати масштаб шаруватих текстур порядком їхньої товщини, наприклад, говорити про декаметрову, метрову, дециметрову, сантиметрову, міліметрову шаруватості і далі – про мікрошаруватість.

Хоча термінологія щодо шаруватості усталилася, однак деякі питання ще є. Іноді як самостійний тип виділяють лінзоподібну шаруватість як п'ятий морфологічний тип. Як і “паралельна” шаруватість, термін “лінзоподібна” в цьому ряді аналогічний, бо лінзоподібною буває і горизонтальна, і хвиляста, і косохвиляста, і коса шаруватість, тому що поняття це означає лише неповний ступінь вираження шаруватості, яка стає переривчастою, неначе штрихуватою.

Текстури накладені сингенетичні, що формуються практично одночасно з седиментацією або відразу після акту відкладання осаду, різноманітні й важливі з генетичного погляду. Найважливішими з них є *біогенні*, серед яких розрізняють *текстуру ходів мулоїдів*, або *іхнітолітову* (іхнітову), або *біотурбітову*. Її геологічні масштаби з кожним роком виявляються щораз більше. Є навіть одна геологічна формація – писальної крейди, – формаційний тип якої зумовлений не лише первинним, планктонним, переважно коколітовим, матеріалом, а й повною біоелювіальною сингенетичною переробкою свіжого мулу мулоїдами. Іхнітолітову текстуру крейди одним з перших виявив Г. Бушинський (1954). Матеріал осаду, який повністю пропущений через кишківник мулоїдів, агрегований у вигляді досить довгих шнурків, переплетення яких і створює іхнітову текстуру. В. Фролов їх описав у піщаних і алевритових відкладах авандельти юри Дагестану. Нині всі тонкі нешаруваті, ізотропні осади вважають біотурбітованими, тобто поїденими, а збереження властивої їм найтоншої, часто сезонної, шаруватості означає ненормальний для життя фауни газовий або інший режим. Іхнітові текстури відомі з ордовику, вони вірогідні у кембрії та венді. *На суші їхнім аналогом є текстура дощових червів*, які переробляють ґрунт і роблять його проникним для повітря і води, тобто сприятливим середовищем для проживання різноманітних живих організмів і тому родючим.

Коренева грудкувата текстура, яку іноді називають *кучерявою* (а літотип – “*кучерявчиком*”), є розшуковою ознакою на шари вугілля, наприклад, у Донбасі. Її формують коріння рослин, які переміщують осад. Потужність цих своєрідних ґрунтових горизонтів – 5–30 см. Зазвичай вище залягає пласт вугілля, який формувався автохтонно.

Текстури змулювання продуковані найчастіше штормами (тому породжені ними відклади називають *темпеститами* (англ. *темпест* – буря, шторм). Залежно від сили шторму хвилювання і збурення осадів на дні досягає глибин 100–200 м, а в разі особливо катастрофічних – до 300–400 м. У цьому випадку відбувається скаламучування товщі осадів потужністю до 0,5–1,0 м, а потім, часто без суттєвого горизонтального перенесення, осадження їх у вигляді хлідоліту, тобто смітцевої породи без шаруватості і з вертикальним положенням видовжених фрагментів. До скаламучування призводять *мутьові потоки*, що проходять поблизу дна, а також землетруси (на ухилах дна), цунамі й інші катастрофічні явища, а останніми десятиріччями – і втручання людини. У венді та нижньому палеозої як темпестити утворювалися плоскогалечні конгломерати.

Текстури підводного сповзання й опливання найчастіше виражені дрібними (сантиметри і дециметри) та більшими (до десятків метрів –

уже текстура товщі) складками, які нерідко супроводжуються сингенетичними брекчіями і рулетовими олістолітами, що відірвалися. Складки лежачі, перекинуті, випуклі у бік ухилу дна. Свіжий обводнений мулистий осад сповзає вже за ухилів $1,5-2,0^\circ$. Текстура сингенетичного сповзання від тектонічної плейчастості відрізняється відсутністю дзеркал ковзання (свідчення сповзання ще пластичного, нетвердого осаду), плавним вигином піщаних та інших компетентних шарів, оповитим згином перекинутих шарів з ознаками відкладання після сповзання (ефект запечатування) та ін. Нерідко сповзання та опливання мулу виражені в роздуві потужності шару у 2–5 разів і більше. Найчастіше текстури сповзання утворюються в геосинклінальних прогинах, де ухили дна звичні. Проте вони нерідкісні і в тропічних вологих (соліфлюкція) та тундрових (кріосоліфлюкція) зонах поверхні землі.

Гідророзривні текстури виникають у разі лавинної форми седиментації, наприклад, під час відкладання суспензії потужного турбідитного потоку, який ховає під собою і в собі багато води. Вона повинна знайти вихід вгору під тиском осадів, що швидко нагромаджуються і стають щораз більше глинистими. У порівняно ослаблених місцях вода прориває шар, загинаючи догори лінійні або сплюснені елементи осаду і шари, що в розрізі надає їм вигляду сковороди або тарілки. Тому такі текстури називають *блюцеподібними*. Подальшим розвитком процесу витискування води є глиняні діапіри та нептунічні дайки піску, які вкорінюються знизу в разі розрідження за типом пливунів піщаних і алеврито-глинистих осадів під навантаженням верхніх шарів і часто під дією сейсмічних поштовхів – спускових механізмів. Сингенетичні гідророзриви треба відрізняти від катагенетичних і метагенетичних.

Елювіальні, або сингенетично-метасоматичні, текстури поширені всюди – як на суходолі, у корах звітрювання, так і під водою. Це комплекс текстур, які послідовно змінюють одна одну в разі розвитку звітрювання або іншого метасоматозу. На початку процесу розвиваються вертикальні канали і тріщини – шляхи міграції речовини вгору і вниз, *це вертикально розчленована текстура*. Канали і тріщини можуть повністю стерти первинну структуру, як це буває у лесі, ґрунтах, у підводних панцирах, водночас забезпечуючи гомонізацію і перетворюючи осад в ізотропну породу (із вторинною невпорядкованою текстурою). На третій стадії розвиваються ризоліти – коренеподібні клини (до 30–40 см) тієї ж або чимось відмінної породи; в утворенні їх нерідко беруть участь і організми. Процес текстурної переробки – гомогенізації та ізотропізації, розчленування і вертикального текстурування – продовжують далі структурні новоутворення – брекчії сингенетичні (кам'янисті розвали) або бобові, оолітові й інші сфероагрегатні структури.

Текстури накладені пізні формуються протягом усієї історії породи – від діагенезу і до руйнування під час гіпергенезу або метаморфізму, а також тектогенезу.

Найбільш ранніми є *шкаралупувата* і *конкреційна* текстури, які зовнішньо подібні одна на одну концентричністю, однак у першому випадку під дією чисто колоїдних та інших фізико-хімічних сил лише переорганізовується будова тонкого мулистого й алевритового, рідше тонкопіщаного осаду з виникненням концентричної окремоті, а в другому – відбувається ще й стягування речовини конкрецієутворювача – карбонатів, кремнезему, окисів, фосфатів, солей тощо. Ступінь вираженості й розміри (від мікро- до 2–3 см і більше) різноманітні, а початок утворення нерідко належить до ранніх постседиментаційних фаз, тобто відбувається в ранньому діагенезі та навіть у сингенезі й гіпергенезі (залізо-манганові або лімонітові конкреції).

Фунтикова, або текстура, “*конус у конусі*”, пізніша – переважно ранньокатагенетична. Це видно зі співвідношення ранньодіагенетичного ядра конкреції, або конкреційного прошарку без цієї текстури, з облямовувальними згори і знизу зонами з фунтиковою текстурою, причому ці фунтики-конуси розкриваються від центральної осьової зони вгору і вниз. Текстура довго була загадковою, пропонували найрізноманітніші гіпотези, аж до тектонічних (тріщини сколу під кутом 45° до напрямку стискання) та біогенних. А. Заварицький (1959) та інші пояснили утворення фунтикової текстури катагенетичним розподілом конкреційної речовини, що знову наростає, голчастої структури, часто відмінної від складу первинної зони (наприклад, на сидериті – кальцитова фунтикова облямівка). Речовина підходить частка за часткою, дифузно й осаджується на поверхні вже наявної конкреції або іншого прошарку за принципом конформної укладки, унаслідок цього формуються конуси росту, що розділені антиконусами також конічної форми. У генезисі текстури є багато нез’ясованого.

Стилолітова текстура виникає на ще пізнішому етапі катагенезу, на глибинах 2–3 км у карбонатних породах і 6–7 км у кварцових. Це субгоризонтальні, менше косі або субвертикальні (якщо тиск був боковий) зубчасті, сутурні контакти між плитами одної породи, які з’єднані часто нероздільно. Висота зубців у карбонатах досягає 0,5–0,8 м, а у кварцитах не перевищує 1 см. Чим вищі (довші) зубці, тим товстіший шар глини, яка розташована по шву, іноді він досягає 1–3 см завтовшки. Це нерозчинний залишок, тобто колишня розсіяна глиниста домішка в карбонатній породі. Під час утворення стилоліту нерозчинна глиниста речовина, на противагу карбонатній, не могла бути винесеною. Уже з цього зрозуміло, що механізм утворення стилолітів – розчинення у

твердому стані під тиском. Це процес повільний, який відбувається, мабуть, упродовж десятків мільйонів років, аж до пізнього катагенезу, а в кварцових пісковиках – у метагенезі. Стилолітові шви нерідко дуже зближені (на відстань 1–2 см), що призводить до перетинання одних швів іншими, розташованими вище. Полегшує стилолітоутворення тріщинуватість – нерідко виникають тріщини осідання і розвантаження під час підймання території денудації вищих товщ і відслонень, наприклад, на морському дні вже твердих порід, у яких і виникають паралельно до дна тріщини розвантаження. У разі нового занурення на відповідних глибинах (не менше 2–3 км) по цих тріщинах розвиваються стилоліти. Приклад – стилоліти в коньякських та верхньотуронських рожевих вапняках на р. Бодрак у Криму і ще виразніше виражені на р. Підкумок між Єсентуками і Кисловодськом.

Стилоліти поліпшують колекторські властивості товщ. Водночас за ними можна визначити глибину занурення, узяти концентровану пробу глинистої речовини. Як мікротекстури, що розвиваються на контакті кварцових та інших кристалічних зерен, стилоліти дуже поширені в товщах, які зазнали перетворення пізнього катагенезу та метагенезу, наприклад, у шокшинських малинових кварцитах рифею Карелії.

Текстура заміщення виглядає як чудернацькі розводи різного кольору або відтінків вузьких зон, які відображають неоднорідність заміщуваної породи і напрям проникнення заміщувальної речовини, наприклад, кремнезему під час окременіння вапняку, що часто простежують у карбоні Східноєвропейської платформи. Такі породи стають декоративними каменями, а науково вони документують фізичні й хімічні процеси в довгій історії життя осадової породи у надрах. Текстури заміщення утворюються на різних стадіях літогенезу: у діа-, ката-, мета- і гіпергенезі, і це виявляють стадіальним аналізом.

Зеброва текстура, або *кільця Лізеганга*, схожа на текстури заміщення за малюнком і способом утворення, однак не є нею, тому що ніякого заміщення в цьому разі не відбувається. Найчастіше під час формування кілець Лізеганга змінюється хімічна форма мінералу або речовини, яка має бути кільцеутворювальною, наприклад, у випадку окиснення залізистих мінералів (сидериту, піриту тощо), і відбувається її часткове переміщення й мікроконцентрація по обрисах фронтів міжгранулярного потоку, який рухається. У цьому разі повторюється дослід Р. Зігмонді, який довів ритмічний механізм утворення кілець Лізеганга. Він брав непрявлену фотоплівку, просочував її розчином двохромовоокислого калію K_2CrO_4 , який розподілявся у міжмікроглобулярному просторі желатину плівки (желатин – дисперсійна колоїдна фаза у дисперсійному середовищі – розчині K_2CrO_4). Потім у її центр

наносили краплю розчину азотнокислого срібла AgNO_3 і через деякий час довкола краплі відкладалося чорне кільце двохромового срібла, а через декілька секунд на деякій відстані від першого кільця утворювалося друге, потім – третє і т. д.

Кільця досліджували під мікроскопом. Виявилось, що утворений осад двохромовоокислого срібла був захоплений потоком краплі, яка розтікалася, його частки збільшувалися у розмірі, що перешкоджало їхньому проходженню між кульками желатини. Вони застрягали і відкладалися у вигляді скупчення – кільця. Розчин з нанесеної краплі проходив далі, знову по шляху відбувалося утворення нерозчинного двохромовоокислого срібла, частки якого застрягали, коли виростили до розміру, що перебільшував міжглобулярний простір, і т. д. У природі найчастіше цей процес повторюється з гелем Fe_2O_3 , який утворюється під час циркуляції поверхневої води, насиченої киснем, через поруватий пісковик або вапняк із розсіяним у ньому сидеритовим цементом. Сидерит зазнає окиснення агресивними водами до лімоніту, і пластівці лімоніту переміщаються струменем води, доки не збільшаться до розміру пор, у яких вони, застрягаючи, відкладають кільце. За першим ідуть інші. Ці кільця повторюють форму цілика між тріщинами в породі, однак нерідко утворюють мальовничі розводи, які можна побачити в облицювальних полірованих плитах у Головному будинку Московського університету на сходах у фойє актового залу. По суті, кільця Лізеганга є різновидом ритмічних текстур руд і зебрових порід, класичні приклади яких відомі із Західної Австралії.

Сланцювата (ліпше – сланцева) *текстура*, або просто *сланцюватість*, виникає в осадових породах на стадії метагенезу і розвивається тільки в глинистих і алевритових породах, які метаморфізуються раніше від пісковиків і грубших порід. На давніх платформах процес літогенезу звичайно не доходить до цього, а в рухомих зонах з високим тепловим потоком (евгеосинкліналі й вулканічні пояси) або в разі глибокого занурення стратисфери (до 10–15 км і більше) у міogeосинкліналях і на пасивних околицях континентів сланцюватість у глинах розвивається. Найбільш типово сланцюватість формується в разі бокового тиску і складкоутворення. Переорієнтація філосилікатів, що відбувається в цьому випадку, і їхній ріст створюють щораз досконаліше орієнтовану текстуру, що нерідко розсікає первинну шарувату під кутом, а в замках ізоклінальних складок – ортогональну. Природно, на крилах складок сланцюватість збігається з шаруватістю. Сланцюватість виражена макроскопічно у плитчастій та листуватій окремоті, у шовковистому блиску площин сланцюватості, а у шліфі – майже одночасним загасанням поля зору, якщо і шліф перпендикулярний до сланцюватості. У разі

вивчення сланцюватих товщ треба вміти знайти первинну текстуру, якщо вона зберігається навіть у вигляді тіней. Лише по ній і можна розшифрувати стратифікацію товщі.

Смугастість – аналогічність шаруватості або навіть сама шаруватість, яку визначають невпевнено, тобто допустиме в конкретному випадку інакше трактування походження, наприклад, метасоматичне поблизу магматичного штоку, соляного діяпіру тощо. Смугастістю треба називати і явно нешарувату текстуру, яка виявляється на різних стадіях, найчастіше в разі звітрювання, гідротермальної переробки або глибинного перетворення в стадію метазенезу і метаморфізму. Однак не треба називати смугастістю ясно виражену шаруватість. Навіть у метаморфічних породах (А. Савельєв, 1977) з явними реліктами первинної, шаруватої текстури, наприклад, у рифейських саткинських магнетитах і бакальських сидеритах Башкирії, треба говорити про “ясно збережену шаруватість” або “неясно виявлену шаруватість”.

Плойчастість – дрібна складчастість у метаморфізованих сланцевих або метапіщаних та інших породах, яка виникає в разі тектонічних посувань (наприклад, поблизу насувів та інших розломів) або пластичної течії речовини на великих глибинах і подібна до підводно-зсувної складчастості, проте відрізняється наявністю ознак деформації твердих порід (дзеркала ковзання, розриви компетентних шарів, мілонітизація та ін.). Плойчастість утворюється і в неметаморфізованих осадових породах, які зберегли пластичність, однак зазнали під час розривних або складчастих деформацій пошарового ковзання або вигиналися по січних розривах. Вірогідно, неясні за генезисом дрібноскладчасті деформації краще називати плойчастістю і детально їх документувати.

6.3. Поруватість і укладка осадових порід

Поруватість осадових порід визначена об’ємом усіх сингенетичних (первинних) і епігенетичних (вторинних) порожнин (пор, каверн, мікротріщин та ін.) у конкретній гірській породі (Геол. словник, 1974. Т. 2). Сингенетична поруватість виникає в разі утворення породи (міжзернова поруватість та ін.), епігенетична – формується в процесі подальших геологічних явищ (розчинення, тектонічних рухів тощо). Поруватість визначають співвідношенням об’єму пор до всього об’єму породи і виражають у відсотках. Її можна виразити через *коефіцієнт поруватості*, який є відношенням об’єму пор до об’єму мінерального скелета породи (у відсотках).

Розрізняють таку поруватість:

- 1) *загальну* (абсолютну, фізичну, повну) – сумарний об'єм усіх порожнин незалежно від їхньої форми, розміру і взаємного розташування. Визначають за різницею значень питомої та об'ємної ваг породи або ж петрографічними методами;
- 2) *закриту* (від'ємну, замкнену) – сукупність несполучених між собою, замкнених пор. Обчислюють за різницею між загальною і відкритою поруватістю;
- 3) *відкрити* (насичену) – сукупність сполучених між собою пор і порожнин; об'єм тієї поруватості, у межах якої можливий рух рідин і газів за визначеного тиску і температур. У нафтовій геології називають динамічною, або ефективною, поруватістю, вона завжди менша, ніж повна поруватість.

За розміром пор поруватість поділяють на: 1) капілярну, 2) суперкапілярну, 3) субкапілярну.

Для кластичних осадкових порід, складених сферичними зернами, коефіцієнт поруватості може змінюватися від 26 до 48 %. Зменшується поруватість у різнозернистих породах і зростає в породах, складених зернами неправильної кутової форми.

Поруватість щільних порід залежить від наявності в них каверн, порожнин розчинення і пухирців газу, а також тріщинуватості. Поруватість осадкових порід визначає їхні колекторські властивості, тому їх дуже ретельно й уважно вивчають гідрогеологи і нафтовики.

Укладка породи визначена ступенем зближеності зерен одне до одного або їхнім завантаженням (В. Фролов, 1992). Вона визначає міцність, поруватість і проникність породи. М. Калінко (1958), наводячи розрахунки М. Мірчинка (1946) і Г. Хердана (1953), які розрізняють шість способів укладки залежно від взаємного розташування центрів рівновеликих куль, визначив услід за ними найменш щільну укладку, коли центри куль розташовані у вершинах ромбоедра. Спосіб укладки визначений режимом нагромадження осаду: у разі миттєвого нагромадження перенесеного матеріалу укладка найменш щільна (пролювій, турбідити, туфи), а у випадку тривалого перевідкладання і коливних рухів (хвилювання, еолове перенесення) – найбільш щільна. Укладка змінюється у постседиментаційній стадії існування осаду і породи: вона, зазвичай, стає щільнішою.

Якщо абстрагуватися від заповнювача і цементу, то можна побачити різноманітну укладку гальок у конгломератах. Гальки можуть бути сильно завантажені у випадку щільного розташування, за кубічним типом, і різного ступеня слабко, пухко завантажені, коли вони віддалені одна від одної і не спираються одна на одну. Ознаками слабкої

завантаженості є також вертикальне й інше нестійке їх розташування, без спирання на інші уламки (у селях, пролювії, грубих турбідитах), і наявність пухких нетранспортабельних гальок та щебеню. Це відразу виключає перенесення у вигляді перекочування по дну, яке властиве гірському алювію. В гірському алювії, а також у хвилеприбійній зоні гальки, особливо пласкі, розташовані як черепиця, тобто лежать одна на одній з деяким перекриттям і загальним нахилом проти течії, як найбільш стійким, вода по них ковзає без гальмування, а гальки, що стали проти течії, будуть нею перекинуті і займуть найбільш стійке, нахилене проти течії положення.

У випадку раннього і неповного заповнення пор гідрохімічним цементом, наприклад, контактowego або плівкового типів, пухка укладка зберігається довго, і порода є дуже поруватою. У разі повного заповнення пор тієї ж породи матимемо цілком інший тип будови (він відрізняється лише укладкою), хоча всі особливості структури й текстури однакові. Це засвідчує, що укладка не належить ні до структури, ні до текстури, а є самостійною стороною будови, що визначена як розташуванням, точніше – взаємовіддаленням зерен, так і кількістю матеріалу в одиниці об'єму породи.

7. Головні чинники утворення осадових гірських порід і типи літогенезу

Одним із важливих узагальнень геології та осадової петрографії стало вчення М. Страхова про типи літогенезу, сформульоване і розроблене ним у середині ХХ ст.

Умови формування осадів визначені кліматом, рельєфом та геотектонічним режимом території. Тривалий час перевагу серед цих умов надавали тектонічному чиннику (Л. Пустовалов та ін., 1940), а клімату відводили друге місце або ж мало брали до уваги. М. Страхов переконливо довів, що клімат відіграє провідну роль у процесах формування осадових порід, і запропонував характеризувати найбільші природні комплекси умов і процесів, які визначають формування осадів та осадових порід у тих чи інших умовах, як *тип літогенезу*, розуміючи під цим *найбільші природні комплекси умов та процесів, які визначають формування якісно відмінних від похідних інших типів продуктів – осадів та порід*. Простіше кажучи, *типи літогенезу – це сукупність процесів осадоутворення у певних фізико-географічних та геолого-тектонічних умовах*. Науковець уважав, що введення понять про тип літогенезу дає змогу розглянути осадове породоутворення значно глибше, ніж це було можливо до того часу, і відкрити в ньому низку таких закономірностей, які донедавна просто пропускали. І далі: “Відомо, що в загальному вигляді утворення осадових порід зводиться до схеми: мобілізація речовин, звітрювання материнських порід, перенесення осадового матеріалу і часткове відкладання його на шляхах переміщення, надходження залишків у кінцеві водойми стікання й остаточне осадження їх тут тою мірою, якою воно взагалі дозволене фізико-хімічними та гідробіологічними особливостями басейнів перетворення осадів у породи. На різних ділянках земної поверхні, у різних фізико-географічних умовах ця загальна схема, однак, зазнає таких суттєвих видозмін, що виникає потреба говорити про чотири типи літогенезу, які відрізняються низкою важливих ознак, хоча і пов’язаних взаємними переходами. *Це типи: льодовий, гумідний, аридний і вулканогенно-осадовий*”.

У 70-х роках М. Страхов виділив ще один тип літогенезу – *океанічний*.

Оскільки осади і породи переважно породжуювані кліматичними умовами, то й *головні типи літогенезу є кліматичними*. Зони поширення практично повністю покривають поверхню Землі. Однак у деяких лінійних зонах риси цих типів змазувані, кліматичні риси невиразні, що свідчить про якийсь інший чинник, який і визначає результати осадового процесу. Характерними, типоморфними утвореннями тут є туфи, гідротермні осади, вулканічний елювій, сульфідні та інші руди разом з лавами й екструзіями, які ясно виявляють вулканічну домінанту, що дає змогу назвати цей тип *вулканогенно-осадовим*. Він є *азональним щодо трьох кліматичних типів*, часто перерізає їх під прямим кутом, поширюючись меридіонально, наприклад, по берегах Тихого океану. По суті, це ясно виражений *тектонічний тип літогенезу*, що виявляється не стільки у рельєфі – дзеркалі тектонічних рухів, скільки в ефективнішій для осадоутворення вулканічній активності.

У 90-х роках виділено ще один тип літогенезу – *гідротермально-осадовий* (А. Байков, В. Седлецький, 1997).

Розвиваючи вчення М. Страхова про типи літогенезу, П. Тимофеев (1987) запропонував виділяти типи седиментогенезу, оскільки і М. Страхов уявлення про типи літогенезу зачисляв переважно до стадії седиментогенезу (і діагенезу), тоді як власне породоутворення, тобто літогенез, починається після нього. Отже, за П. Тимофеевим, потрібно розрізняти *седиментогенез і літогенез. Перший об'єднує три початкові стадії: мобілізацію речовини, її перенесення і нагромадження. У літогенезі ж розрізняють також три стадії: діагенез, катагенез і метагенез*. Враховуючи дискусійність поняття про літогенез, В. Фролов (1992) дуже доречно запропонував розрізняти широке і вузьке розуміння терміна “літогенез”.

7.1. Гумідний літогенез

Гумідний літогенез названий так за *найхарактернішою*, тобто *типоморфною, похідною – гуміновими сполуками (органічними рослинними мінералами)*. Він виявляється у *вологих зонах Землі, де найпишніше розвиваються ліси і трава*. Це зелені зони Землі. Тут кількість опадів переважає над випаровуванням, тому *баланс вологи є позитивним*. Унаслідок цього всі западини, навіть такі глибокі, як Байкал (1 632 м), будуть переповнені прісною водою, і з них рано чи пізно відбудеться транзитний стік. Загалом для всіх, навіть найбільших, масивів суходо-

лу буде характерним саме транзитний стік, тобто *приведені у рухливий стан компоненти намагатимуться відійти у кінцеві водойми стоку – океани*. Тому *осадовий процес тут незавершений: не всі мобілізовані компоненти осаджуються в межах цих зон, найрухливіші з них – легко розчинні хлориди, сульфати, карбонати та інші – вимиваються і виносяться за їхні межі*. Вони здебільшого не осаджуються, поповнюючи запаси солей Світового океану, або переходять в осад біогенно, рідше хемогенно, однак переважно вже в іншому типі літогенезу – аридному. Тому *в гумідному літогенезі цих хемогенних осадів нема*.

З численних виразних позитивних ознак гумідного літогенезу найголовнішими є *хімічні, зокрема, латеритні, кори звітрявання*. Їхні похідні – *це гумідна рудна триада: боксити, залізні й частково манганові руди, первинні каоліни і кварцові піски, первинні розсипища стійких важких мінералів (циркону, рутилу, турмаліну, дистену, монациту, ільменіту, апатиту, гранату, золота, алмазів та ін.), торфовиська і вугілля, а також горючі сланці, біогенні вапняки, силіцити, фосфорити*. Поряд з незрілими уламковими породами (грауваками, аркозами) поширені *високозрілі олігоміктові та мономінеральні кварцові піски, що первинно формуються лише тут*. Сортування їхнє часто добре, що свідчить про можливість тривалого перемивання. Значно поширена *коса шаруватість*. Характерним є сірий колір порід і формацій, які й називають *сіроколірними*.

Багатство *органічної речовини* в осадах зумовлює не лише сірий або чорний колір порід та товщ, а й *глибоке перетворення осадів на стадії діагенезу*, яке ніде більше не досягає такої інтенсивності. Найпотужнішою рушійною силою діагенезу є кількість і якість (реакційна здатність) забороненої органічної речовини. Однак приведення її в дію залежить від часу (тривалості) сингенезу і діагенезу, тобто *глибина переробки обернено пропорційна до швидкості осадонагромадження*. У разі швидкого нагромадження осадів вони недовго перебувають у зоні діагенезу, тоді невтрачені потенційні можливості органічної речовини і мінеральних компонентів реалізуються у глибших зонах, *у катагенезі*. Проте тут їхні наслідки інші (*бітуми, гази, кам'яне вугілля та ін.*).

Гумідний тип літогенезу *поширений на більшій частині площі континентів, і до нього можна зачислити всю поверхню океанів, у будь-якому випадку їхню більшу частину*. Тому природно очікувати неоднорідності цього типу. І справді, тип розділяють перш за все за *тепловим режимом на теплий (тропічний) і помірний підтипи*. Перший утворює одну – екваторіальну – смугу, другий дві – у Північній та Південній півкулях. У сучасну геологічну епоху, що вирізняється скупченням суходолу в Північній півкулі, *найпоширенішим є північний*

помірний підтип: це зони тайги, тундри і степів. Через нижчу середньорічну температуру порівняно з екваторіальною зоною хімічне звітрювання практично не доходить до латеритного типу. Тому не утворюються боксити й інші елювіальні породи, хоча каолін і, можливо, руди заліза формуються.

7.2. Аридний літогенез

Аридний тип літогенезу названий за аридними зонами Землі, де є нестача вологи для зростання рослин і ці зони стають пустельними, часто без ґрунтів і рослинного покриву. Це докорінно змінює седиментогенез. Перш за все баланс атмосферних опадів негативний: опадів менше від випаровування. Окрім того, що нема суцільного рослинного покриву, нехарактерності вугілля, це спричиняє також видолення хімічного звітрювання, яке зводиться до утворення лише тонкої плівки пустельної засмаги. Однак тут розвивається фізичне звітрювання і утворюються кам'янисті розвали. Уламкові породи незрілі, хімічно незмінені – аркози і грауваки. Сортування їх часто погане. Колір більшості порід червоний, жовтий, що ясно свідчить про дефіцит відновлювальної органічної речовини. Сполуки тривалентного заліза визначають червоноколірність формацій.

Дефіцит води породжує безстічність западин, водна поверхня в яких часто на десятки (Каспійське – на 26–28 м) і перші сотні метрів (Мертве море – на 400 м) лежить нижче рівня океану. Цим пояснюють парадокс пустель: незважаючи на дефіцит води, *осади тут переважно хемогенні; з розчинів випадають карбонати (вапняки, доломіти), сульфати, хлориди, борати та інші евапорити.* Це означає, що *осадовий процес відбувається до кінця*, тобто стає завершеним: усе, що мобілізоване в межах аридного типу літогенезу та в сусідніх гумідних зонах, осаджується тут.

Крім хемогенних евапоритів, утворюються лише уламкові породи всіх гранулометричних типів – від брилових і блокових до алевритів. Глинисті породи практично не формуються, хоча деякі глинисті мінерали дуже характерні для аридного типу літогенезу: магнезіальні силікати (палігорськіти, сепіоліти) та монтморилоніти. Проте вони утворюються у невеликих кількостях і переважно сингенетичним способом. Оскільки *рудна тріада Al–Fe–Mn тут не виникає*, аридні відклади здебільшого порожні, хоча червоноколірні аридні формації мають нерідко зруденіння міді-свинцю-цинку (аридна рудна тріада), а також поклади або концентрації урану, фтору, бромю, бору, стронцію, рубідію, цезію, йоду.

Аридні формації приурочені до двох широтних пасом, розташованих на північ і південь від екватора, приблизно між 15–20 та 25–35° пн. і пд. ш., іноді вони зсовуються до екватора (Перу) або до 40–45° у Центральній Азії. Гобі-Сахарський район пустель є найбільшим на Землі. У Північній і Центральній Америці зона пустель охоплює штати Каліфорнія, Арізона, Юта, Монтана, Нью-Мексико, Техас та прилеглі штати Мексики. Південний пояс пустель розвинений у Чилі, Південній Аргентині й Перу, в Анголі, Намібії і Південній Африці та займає більшу частину Австралії, за винятком сходу, крайнього півдня і півночі. Всі ці райони мають низинний рельєф, і багато їхніх ділянок розташовано нижче рівня моря.

До аридного типу літогенезу належать внутрішньоконтинентальні моря та прилеглі частини океанів. У них, окрім хемогенного і біогенного нагромадження вапняків та доломітів (Перська затока, Червоне море, Каспійське море та ін.), формуються біогенні силіцити і фосфорити, а іноді й планктоногенні горючі сланці.

З генетичних типів відкладів аридний літогенез у найтиповішому вигляді представлений еоловими пісками дюн (перевіяні відклади), еоловими (навіяні відклади) і пролювіальними лесами, повно розвиненим пролювієм (селеві, фангломератові і лесові відклади), хемогенними евапоритами (озерними та морськими), фізичним елювієм, кременевими і карбонатними, а іноді й гіпсовими панцирами, аридним алювієм, сухими дельтатами, малопотужними торфовиськами. Утворення цих генотипів становлять червоноколірні моласи та інші континентальні й мілководні морські формації, часто фосфорито- і міденосні, з родовищами свинцю і цинку. Аридна червоноколірність відрізняється від гумідної наявністю карбонатів, іноді солей, магнезіальних силікатів з групи глинистих мінералів, широким розвитком монтморилоніту. Набір генетичних типів свідчить про ослаблення динамічної ролі водних потоків і максимальний прояв сили й ефективності вітру, пилових бур та інших катастрофічних явищ і процесів (селі, осипи, повені), а також проявів лише в цих умовах механізму випаровування водою, тою чи іншою мірою ізольованих від океану або великих морів, і осадження всіх розчинених у них солей, у тім числі найбільш розчинних.

7.3. Нівальний (льодовий) тип літогенезу

Льодовий, або нівальний, тип літогенезу відповідає дуже нерозвиненому седиментогенезу полярних зон, де вода цілий рік перебуває у твердому стані й практично вилучена з агентів формування осадів. Це

найбідніший на породи і руди (їх практично немає) тип літогенезу, за якого панівними утвореннями будуть *морени і парагенетично пов'язані з ними потоково- й озерно-льодовикові відклади*; лише в разі морського льодового процесу поряд з морськими (шельфовими) моренами формуються *механогенні й рідкісні біогенні морські відклади*. Петрографічно льодові утворення лише уламкові (дуже грубі, несортвані, з малою обкатаністю, не шаруваті, хімічно незрілі (свіжі, незвітрілі)). *Звітрювання лише механічне і фізичне, морозне*, здатне подрібнювати не тонше від алевритового матеріалу. Другий спосіб мобілізації – *льодова екзарация*, тобто відривання скель і шматків корінних порід умерзлим або рухомим льодом. Відкладання льодових утворень відбувається в разі танення біля підошви льодовика, який рухається або зупиняється (*донна*, або *головна, морена*), та по його краю і фронту (*бокові й кінцеві морени*). Одночасно відбувається конденсація матеріалу під час танення льоду зверху (*абляційна морена*), у цьому випадку можливі річки й озера на поверхні живого льодовика і в них відбувається сезонне переміщення та відкладання матеріалу з ознаками сортування і шаруватості.

З власне льодовиковими, або гляціальними, відкладами парагенетично пов'язані прильодовикові, або перигляціальні, відклади – *льодовиково-річкові (або флювіогляціальні) і льодовиково-озерні (лімногляціальні)*. Першими є, зазвичай, *піщані зандрові поля*, нерідко з конгломератовими прошарками, другими – *“стрічкові” глини*, або *варви* (з річною, сезонною ритмічністю), звичайно піщано-алевритово-глинистого складу. Вони належать уже до гумідного типу літогенезу.

Нині зледеніння приурочене до *Антарктиди, Гренландії, інших островів Арктики (Канадський архіпелаг, Шпіцберген, Північна Земля та ін.)*, а також до *високогірних ділянок континентів поза полярними областями*. На Південному полюсі площа зледеніння становить 13 500 тис. км². У північній полярній області площа льодовиків у 7 разів менша – 2 083,19 тис. км², з яких на Гренландію припадає 1 870 тис. км², на Канадський архіпелаг – 100, на Шпіцберген – 60 тис. км². Гірські льодовики займають меншу площу – 150 тис. км², з яких у північній помірній зоні – 100 тис. км², у південній помірній – 21 тис. км², у тропічній – декілька десятків квадратних кілометрів (М. Страхов, 1983).

Найвидатнішими кліматичними подіями в історії Землі були *льодовикові періоди*, що супроводжувалися появою континентальних льодовикових щитів (аналогічних сучасним Антарктиді та Гренландії), від яких залишилися величезні площі *тилітів*. Тиліти відомі в нижньому протерозої (Канадський щит), у середньому протерозої, нижньому і середньому рифеї й слабко у верхньому рифеї та венді (Європа, Азія,

Північна Америка, Африка, Австралія), пізньому палеозої (Південна Африка, Південна Америка, Південна Азія (Індія), Австралія, Антарктида), К-плейстоцені (п'ять епох зледеніння: дунайська, гюнцська, міндельська, риська, вюрмська).

Плейстоценове материкове зледеніння було найбільшим за площею, про що можна судити не лише за вимірюванням областей з моренами, а й посередньо – через евстатичне зниження рівня океану не менше ніж на 100 м (вода ввійшла у материковий та шельфовий лід). Це зледеніння охопило північ Європи, Азії та Америки й Антарктиду. Величезним за площею було і пізньопалеозойське (пізній карбон–рання перм) зледеніння Гондвани: Австралії, Південної Африки і південного сходу Південної Америки. Намічено значні зледеніння в ордовіку і венді. Мабуть, повністю льодовики ніколи не зникали з Землі. За критичної потужності в 4 км лід чинив такий тиск на фундамент, що він прогинався і місцями опинявся нижче рівня моря. Це прогинання не могло не супроводжуватися сейсмічними поштовхами. Під час дегляціації (розтавання) льоду – зняття навантаження – настає підняття території, наприклад, Скандинавії в голоцені.

Довкола областей материкового зледеніння поширений майже на півпланети *седиментаційний шлейф специфічних відкладів*, які документують і сам історичний факт зледеніння, і комплекс умов та процесів седиментації.

7.4. Вулканогенно-осадовий тип літогенезу

Цей тип літогенезу щодо широтної кліматичної зональності є *азональним*, проте в його межах намічена своя *тектано-магматична зональність*, що позначається і на осадовому процесі. *Зони* цього типу *лінійні, завширшки в десятки і сотні кілометрів, протяжністю в десятки тисяч кілометрів*, наприклад, найдовше Тихоокеанське вогняне кільце або ланцюжки надводних і підводних вулканів серединно-океанічних хребтів, загальна довжина яких – понад 60 тис. км. Менш протяжними є ланцюжки вулканічних хребтів типу Гаваїв, островних дуг в Атлантичному і Тихому океанах, континентальних рифтів типу Східноафриканського та Середземноморського вулканічних поясів. Вулканічні пояси були, мабуть, у всі часи, за винятком, можливо, ранньорейського.

Вулканогенно-осадовий тип літогенезу відрізняється від інших *по-стачанням на поверхню Землі ювенільного, ендегенного матеріалу у вигляді лав, туфів, гідротерм і ексгальцій, тобто речовини у всіх трьох*

станах. Однак не все це суто ювенільне та ендегенне, принаймні не все походить з мантиї. Більша частина флюїдів – води, CO_2 , метану, аміаку, водню, а також сірки, сірководню, металів і металоїдів – ремобілізована, тобто взята з осадової товщі під час її прогрівання магматичним діапїром, що піднімається. Це відображає кругообіг речовини середньої, корової глибинності.

До рознесення екзогенними агентами – вітром, хвилюванням, течіями – додається рознесення енергією виверження, що часто напрямлена проти сили тяжіння: енергія вибуху вулканічних газів піднімає твердий матеріал на 10–15 км, а іноді закидає найтонший пірокластичний попіл у стратосферу на висоту 20–30 км, де він може обертатися довкола Землі протягом декількох років (наприклад, у разі вибуху вулкана *Кракатау* 1883 р. в Індонезії).

У випадку вулканогенно-осадового літогенезу осадонагромадження відбувається звичайними екзогенними способами, до яких додаються суто вулканічні: *ефузивні, експлозивні (вибухові) і гідротермні*. Перші постачають на поверхню, в екзосферу, консолідовану магматичну речовину у вигляді лав і екструзій, які не належать до осадових порід. Продукування осадового матеріалу відбувається не лише після виверження, під час фізичного руйнування лавових потоків або їхнього хімічного звітрявання, а й у процесі виливання у вигляді *лавокластичних нагромаджень та гіалокластитів*. Перші утворюються розчленуванням крайових і фронтальних частин потоку, під час його руху; це моновулканічні брекчії з екзогенним заповнювачем – тим осадом, у який уламки лави занурюються. Гіалокластити мають звичайно піщану розмірність і утворюються десквамацією лавових подушок від термічного шоку – дотикування розжареної лави до холодної води, а також у разі пульверизації, тобто розбризкування з тріщин зовнішньої кірки лавових подушок або суцільного потоку крапельок склуватого базальту.

Експлозивна діяльність вулканів відповідно до коефіцієнта експлозивності продукує уламковий пірокластичний матеріал від вулканічних бомб (10,0–0,05 м) до алевритового і пелітового (0,001 мм і дрібніше) моновулканітового та, рідше, полівулканітового складу (у разі вибуху вулканічної споруди), а іноді (у кімберлітах) цілком без вулканічного матеріалу: кімберліти нерідко складаються з подрібнених вибухом порід фундаменту платформ і чохла – гнейсів, вапняків, доломітів, аргілітів тощо. Залежно від способів і форм мобілізації та нагромадження розрізняють *шість-сім генетичних типів туфів: пірокластичні (найчастіше пемзові) потоки, шлакові конуси, тефрові, резургентні, гідроексплозивні, притрубочні та грязевулканічні туфи*. Деякі типи потребують пояснення. *Резургентні туфи* утворюються під

час вибуху вулканічної споруди, яка формувалась тривалий час. Класичним прикладом є виверження вулкана Безім'яного на Камчатці 1956 р. *Гідроексплозивні туфи* формують невисокі (до 50–60 м) моногенні (одноразової дії) конуси без кратера і без підвідного лавового каналу. *Енергія вибуху* виникає від миттєвого дотикання розжареного потоку з водою, наприклад, по берегах вулканічного острова (це є на Гаваях), або стикання силу з підземними водами (маари і споруди у трапах тріасового віку на Сибірській платформі). *Кімберлітові трубки вибуху* нерідко викидають матеріал на поверхню, унаслідок чого утворюються *притрубочні туфи*, часто не з вулканічного матеріалу, а з гнейсів, метаморфічних сланців або осадових порід чохла платформи. *Грязевулканічні туфи* формуються під час вибуху нафтових газів. Такі споруди – конуси – досягають на Апшеронському п-ві перших сотень метрів.

Гідротермальна діяльність зумовлює утворення двох генетичних типів – вулканічного елювію і гідротермних відкладів. Гарячі гази і розчини (фумароли і сольфатарі), проходячи через туфи, осадові шари вулканічної споруди і лави, змінюють їх настільки, що виникають *каоліни, хлоритові глини, опаліти, сульфати, сульфідні лінзи, сірчані жили* та інші гідротермальні утворення, багато з яких є цінними копалинами. Вимиті джерелами та перенесені струмками і річками *колоїди кремнезему, заліза та йонні розчини по шляху руху утворюють хемогенні гідротермні відклади опалу, лімоніту, іноді сульфідів, можливо, фосфатів, глинозему та інших сполук.* Такими ж за походженням є численні *яшми, кремені, залізні та інші руди.*

Режим формування механічних вулканогенних осадів є лавинним, катастрофічним, що відрізняється швидким та спазматичним нагромадженням часто потужних (до метрів за декілька годин) товщ без суттєвого сортування, обкатування, звітрювання. Шлейфи рознесення охоплюють десятки, сотні й навіть тисячі кілометрів. Потужність туфів зменшується до міліметрової товщини. У цьому разі відбувається *фаціальна диференціація матеріалу.* Матеріал вирізняється *свіжістю, незмішаністю, описаними вище структурними ознаками і відсутністю шаруватості.*

Хемогенні утворення відрізняються складом, незвичним для екзогенних хімічних осадів і кір звітрювання, іншою фаціальною зональністю. У їхньому складі поряд із загальними мінералами і породами (*каоліни, опали, яшмові осади, лімонітові руди, сульфати*) звичайними є *пірит, інші сульфідні, різноманітніші сульфати, арсенати, сполуки сурми, сульфурити (сірчані відклади),* малі елементи: Cu, V, Li, Pb, Zn, Be, Sn, Co, Ni, Zr, Mo, Bi, Ga, Ba, Sr та ін. Фаціальна зональність хімічних

гідротермних нагромаджень є протилежною до екзогенної: *поблизу джерела речовини відкладаються не окиснені, як звичайно в екзосфері, а закисні сполуки – сульфіді і силікати двовалентних заліза, мангану та інших елементів, а з віддаленням і міграцією вони зазнають щораз більшого окиснення і розведення екзогенним матеріалом.*

Вулканогенно-осадові утворення можуть бути і “негативними” – без карбонатів (отже, переважає кисле середовище), з рідкісними монтморилонітом, бокситами, фосфоритами, каустобіолітами і високозрілими кластолітами.

Відомим є переважно наземний вулканізм. Останніми роками відкрито *гідротермальну діяльність великих масштабів на дні морів і океанів.* Окрім *гарячих червономорських розсолів* (температура майже до 60 °C), які мають великі концентрації Fe, Mn, Cu, Pb, Zn та інших елементів, *виявлено чорні та білі “курильщики”* – конічні споруди заввишки максимально до 0,5–0,6 км, складені сульфідами металів, іншими гідротермальними мінералами і породами. Такі джерела можуть забезпечити половину мангану, сконцентрованого у залізо-манганових конкреціях океанів. Необхідно виконати точніші балансові розрахунки теригенного і вулканогенного постачання елементів для оцінки ендегенного внеску в седиментогенез.

Лише на дні Тихого океану виявлено понад 10 000 підводних гір, більшість в яких є вулканами як сучасними, так і давніми, навіть мезозойськими. Окрім того, ендегенна речовина надходить і через рифтові та інші розломи. До таких зон належать розширення океанічного дна в Каліфорнійській затоці, а також до їхнього північного продовження в океані – хр. Хуан-де-Фука – приурочені “курильщики”. На дні океанів, наприклад, у Серединно-Атлантичному хребті, виявлені *гідротермально змінені зони – вулканічний елювій*, багато чим подібний до елювію на суходолі, у наземних гідротермально змінених зонах. Їхніми аналогами є поля вторинних кварцитів з колчедановим і поліметалевим зруденінням.

Для формування гідротермальних осадів *важливе значення має розведення гарячих розчинів морською водою.* М. Страхов розрахував темп розведення цієї речовини. Хоча в разі різкого охолодження гарячих розчинів морською водою вони виявляються різко пересиченими, здатними утворювати концентровані відклади біля виходу гідротерм, та вже на відстані перших кілометрів вони так сильно розведені, що хемогенного осадження не відбувається, і ендегенна речовина, змішуючись з океанічною, знеособлюється. Тому дуже проблематичне утворення віддалених вулканогенно-осадових формацій (М. Шатський, 1965): кременевих, манганових, фосфатних та ін.

Досі триває обговорення питання про можливість винесення кислими розчинами алюмінію та фосфору і їхнього осадження з утворенням гідротермно-осадових покладів. Одиничні малопотужні шари гіпотетично такого генезису описані на суходолі, а останніми роками фосфатні кірки та цемент виявлені і на підводних вулканах Тихого океану, проте можливо, що й ці нагромадження екзогенні.

М. Страхов, який поширював гумідний та вулканогенно-осадовий типи літогенезу на океани, в останніх працях *виділяв океанічний літогенез як самостійний та протиставляв його континентальному зі своїми кліматичними типами.*

7.5. Океанічний літогенез

Світовий океан, як глобальна кінцева водойма стоку, є унікальним об'єктом на поверхні Землі, інтерес до якого літологів і вчених інших спеціальностей останніми десятиріччями різко посилюється. Це пояснюють унікальністю матеріалів, отриманих глибоководним бурінням на шельфі океанів з судна “Гломар Челенджер” та ін.

Глобальні структури земної кори – континенти й океани – є блоками, у межах яких літогенез має специфічні ознаки. Якщо *континенти*, які об'єднують поняттям “континентальний блок”, є переважно *областю мобілізації і частково акумуляції речовини в регіональних басейнах стоку – озерах, внутрішньоконтинентальних та епіконтинентальних морях, то океани – “океанічний блок” – це глобальна кінцева водойма стоку для всіх речовин, що надходять з континентів.* Велика відмінність океанів від морських водойм, перш за все за площею і глибинами, визначає інші параметри океанічного літогенезу, який М. Страхов виділив в окремий тип 1976 р. *Можливість тривалого перебування матеріалу у завислому стані є дуже важливою відмінністю океанічного літогенезу від седиментації на континентальному блоці, унаслідок чого цей матеріал до осадження на дно встигає суттєво трансформуватися. Стадія седиментації набуває якісно нових рис, властивих тільки океанічному літогенезу. Поряд з механічною і хімічною диференціацією речовини в океані вирішальне значення має біодиференціація. Однак осадовий процес у межах океанічного блока належить до неповного, оскільки не завершується осадженням легкорозчинних солей.*

До океанічного блока належить величезне за площею ложе океанів, або пелагіаль, з глибинами понад 3 000 м.

Співвідношення континентального й океанічного блоків таке.

Площа поверхні Землі – 510 млн км².

Площа континентів (суходолу) – 148,9 млн км².

Площа Світового океану – 361 млн км².

Шельф: середня ширина – 70 км, середня глибина – 130 м, площа (до глибини 200 м) – 27,5 млн км².

Континентальний (материковий) схил: середня ширина – 75 км, площа (в інтервалі глибин 200–300 м) – 55 млн км².

Ложе океанів (глибше 2 000 м) – 277,1 млн км² (або 77 % площі Світового океану). Для нього характерні невеликі потужності осадів (0,1–1,0 км), дуже низькі швидкості седиментації (0,1–10,0 мм/1000 років), тобто воно відрізняється величезним дефіцитом осадової речовини.

Океанічний блок структурно і морфологічно є неоднорідним. У його межах виділяють таласократони (океанічні платформи) і серединно-океанічні рухомі пояси, або рифтові системи.

Таласократони – це стабільні, практично асейсмічні, величезні за площею області океанів, зазвичай, перекриті пелагічними осадами.

Серединно-океанічні пояси є глобальною системою загальною протяжністю понад 60 тис. км та інтерпретовані як зони спредингу (розсуву) океанічної кори.

Для водної маси океанів характерна висока гідродинамічна активність, яка відображена в поширенні у завислому стані й на дні осадового (перш за все теригенного) матеріалу.

М. Страхов визнавав існування в океанічних водоймах тільки двох типів літогенезу – океанічного і вулканогенно-осадового. Головним чинником, який визначає хід океанічної седиментації, він уважав гідродинамічний режим океанів. О. Лісіцин (1974) виділяв на океанічному блоці ті ж кліматичні зони літогенезу, що й М. Страхов на континентальному блоці. Це південні льодова, помірна (гумідна), аридна, екваторіальна гумідна, північні аридні, помірні (гумідні) льодова зони. Кліматичні зони в океані виділяють за тими ж принципами, що й на суходолі, тобто за співвідношеннями температури і вологості. Баланс вологості визначає солоність поверхневих вод океану і, відповідно, їхню динаміку, систему течій, біологічну продуктивність та інтенсивність широтного перенесення осадової речовини, який у 8–10 разів сильніше від меридіонального. У такий спосіб теригенний матеріал, який надходить з континентів, і біогенні продукти океану поширюються переважно в тих кліматичних зонах, де вони виникли.

Пояси найбільшої кількості теригенного матеріалу, який надходить з суходолу, у плані збігаються з областями максимального продукування зависей планктону і відповідають гумідним областям континентів. Мі-

німальне надходження теригенних частинок і продукування біогенного матеріалу характерні для аридних зон, які продовжують по широті пустелі суходолу.

Незважаючи на зв'язок кліматичних зон в океані й на континентах, процеси літогенезу на цих блоках суттєво відрізняються.

Серед океанічних осадів відомі всі основні генетичні групи – теригенні, глинисті, біогенні, вулканогенні, хемогенні.

Більша частина таласократонів покрита пелагічними осадами, які відкладаються в умовах дуже малого надходження теригенного матеріалу. Вони представлені скелетними утвореннями планктонних організмів, найтоншим теригенним і вулканогенним матеріалом, глинистою речовиною, аутигенними новоутвореннями (Fe–Mn конкреції, цеоліти), у них також знайдено космічний пил. Головним типами пелагічних осадів є біогенні вапнякові й кременисті мули та полігенні червоні глибоководні глини.

7.6. Гідротермально-осадовий літогенез

Є низка родовищ, що належать до стратиформного типу, які останнім часом називають *гідротермально-осадовими*. Цей термін відображає спосіб перенесення рудної речовини (гідротермальними розчинами), його доставляння на поверхню Землі та відкладення (у нормальному осадовому процесі). Осадження речовини відбувається в межах як континентального блока, так і океанічного. Останній випадок ми не розглядаємо.

Не з'ясоване наразі походження гідротерм. Явного зв'язку з вулканічними процесами вони не виявляють, інакше продукти їхньої діяльності на денній поверхні або у водному басейні треба було б зачислити до вулканогенно-осадового літогенезу. Ці гідротерми можуть бути вадозними, метаморфогенними, мати зв'язок з магматичними осередками, або ж бути за генезисом змішаними. Джерелом рудної речовини, на думку багатьох дослідників, слугують вмісні породи, що їх інтенсивно вилуговує гаряча агресивна вода.

Величезне та принципове значення, за М. Страховим (1971), мало виявлення у 1964–1966 рр. англійськими та американськими дослідними суднами “Дискавері”, “Атлантис-П”, “Чейн”, які вивчали Червоне море, гарячих металоносних розсолів та осадів з високим вмістом низки металів. По-перше, це відкрило “... новий тип осадових нагромаджень, які пов'язані з гідротермами не вулканічного, а плутонічного генезису, не супроводжуються ні ефузіями, ні експлозіями, ні жодними іншими

типово поверхневими проявами вулканізму” (М. Страхов, 1971). *Порядку*, металоносні осади, які генетично пов’язані з цими гідротермами, нагромаджуються недалеко від місць їхнього виходу. Дуже важливим є і доказ можливості гідротермального винесення кремнезему та металів на великій глибині.

Проте ще один самостійний тип літогенезу М. Страхов не виділив. На наш погляд, зазначені обставини дають змогу виділити новий тип літогенезу, який ліпше називати *гідротермально-осадовим*. Як і вулканогенно-осадовий, цей тип літогенезу є *акліматичним*, хоча кліматичні умови, без сумніву, можуть позначатись на особливостях аутигенних утворень. Наразі таких фактів практично немає.

Гідротерми, які не мають явного зв’язку з магматичними осередками або вулканізмом, *можуть бути різного походження*. В. Смірнов (1982) називав п’ять можливих джерел води гідротермальних розчинів: 1) *магматична (ювенільна) вода*; 2) *метаморфічна*; 3) *захоронена (седиментаційна) вода давніх осадів*; 4) *атмосферна (вадозна) вода глибокої циркуляції*; 5) *вода морів та океанів, яка залучається в гідротермальний процес*.

Для осадово-порідних басейнів, де відбувається гідротермально-осадовий літогенез, *найімовірнішими є три останні джерела*. Можливе надходження вод магматичних та метаморфічних, а також гідротерм змішаного генезису. Мабуть, типовими стають захоронені води, які належать до вод морського походження. Тому для них характерна висока первісна мінералізація. Під дією різних геологічних процесів ця вода може вивільнятися із гірських порід, нагріватись та утворювати висхідні гідротермальні потоки. За даними, які наводить В. Смірнов (1982), з глин, які містять до 31 % води, за досить високого тиску витискається до 65 % вихідної кількості води, з вапняків (до 10 % вологи) виділяється майже 50 % води.

Якщо гідротермальні води не мають явного зв’язку з магматичними осередками, то найімовірніше, що джерела їхніх мінеральних речовин є позамагматичними. У цьому випадку рудоутворювальна речовина запозичується з *вмісних порід*. Отже, відбувається мобілізація петрогенних елементів – кремнію, кальцію, магнію, калію, хлору. Вилуговуються також металогенні елементи – залізо, манган, свинець, цинк, мідь, кобальт, нікель та ін. Особливу агресивність мають солоні води та розсоли, які можуть перетворитись у металоносні розчини.

Активна вилуговувальна роль хлоридних розсолів та висока стійкість металів у них підтверджена багатьма дослідниками (Л. Богашова зі співавт., 1982; А. Тугарінов, 1975; В. Холодов, Г. Бутузова, 1989 та ін.). Наприклад, *вміст Pb, Zn та Cu у розсолах різних регіонів близький та*

на два–чотири порядки вищий від їхньої кількості в морській воді. Розсоли здатні концентрувати метали під час взаємодії з породою навіть у тих випадках, коли вміст у ній незначно перевищує кларковий.

Джерелом свинцю можуть бути калієві польові шпати, у яких цей елемент ізоморфно заміщує частину калію, а також карбонати. Під час осадження з морської води карбонатів кальцію (арагоніту, моногідрокальциту) осаджується і більша частина розчиненого свинцю, який ізоморфно входить у ґратку карбонатів. У разі доломітизації порід свинець переходить у розчин та збагачує порові води. Водночас із металами з осадових порід відбувається вилучення і розсіяної органічної речовини, що за наявності хлоридів лужних металів зумовлює утворення легкорозчинних металоорганічних сполук типу Na_3MeCl_6 або Na_3MeCl_4 .

Про можливу продуктивність гідротермальних вод свідчать такі дані. У Центральному Міссісіпському басейні на глибинах 2,5–4,5 км юрські та крейдяні породи платформного чохла містять високомінералізовані розсоли (сума солей – 200–330 г/л). У них виявлені цинк (130–360 мг/л) та свинець (25–110 мг/л) (В. Смірнов, 1982). На півострові Челекен металоносні термальні розсоли пов'язані з глибокими горизонтами неогенових молас. Вони належать до хлоридно-натрієво-кальцієвого типу та містять, мг/л: мідь – 0,9–15, цинк – 0,2–5,4, свинець – 3,6–77.

Класичним прикладом сучасного гідротермально-осадового рудоутворення вважають *рифтову систему Червоного моря* з її глибокими западинами, куди й надходять металоносні розчини (М. Страхов, 1971; Ч. Дрейк зі співавт., 1982). Рифт Червоного моря має протяжність понад 1 900 км та ширину до 350 км і є системою грабенів. Наймолодший грабен утворив жолоб шириною 50–60 км. Глибина в його межах досягає 3 040 м. У жолобі відомі молоді острови – вулкани. Грабени вповнені товщею (до 7 000 м) морських та соленосних відкладів міоцену, потужність якої зменшується в осьовому грабені (до 1 км).

У межах серединного жолоба виявлені *три западини*: Атлантис-П, Дискавері та Чейн з глибинами понад 2 000 м. Найбільша з них – *западина Атлантис-П* (глибина – 2 630 м, площа – майже 100 км²), розташована в середній частині осьового грабена. Всі западини заповнені гарячими розсолами. Солоність їх – 270–310 г/л, температура – від 34 до 56 °С, рН – 5,3–6,2. Під цими розсолами температура осадів на 5–10 °С вища, ніж води, яка їх покриває. Потужність шару розсолів у западинах – 150–200 м над дном, у них немає кисню та є невелика кількість H_2S . Розсоли, як уже зазначено, є металоносними (табл. 7.1). Вони містять важких металів у 1 000–50 000 разів більше, кремнезему у 200 разів більше, ніж морська вода.

Осади западин, за даними табл. 7.1, також є металоносними. Вони є желеподібними, мають дуже строкате забарвлення та просочені розсолем. Мінеральний склад попередньо відмитого від розчинних солей сухого осаду западини Атлантис-П такий (М. Страхов, 1971): погано окристалізовані оксиди заліза (60–80 %), аморфний кремнезем (10), сидерито-родохрозит (10), пірит та марказит (менше 5), сфалерит (до 7–8 %), монтморилоніт, кварц, ангідрит, кальцит. У південно-західній частині западини виявлені великі скупчення чистого ангідриту або ангідриту та сульфідів (Г. Бутузова, 1989).

Таблиця 7.1

Склад гарячих розсолів та вміст металів у донних осадах западин Червоного моря

Питома вага та елементи	Середній склад морської води (за М. Страховим, 1971), г/л	Розсіл з западини Атлантис-П, г/л	Розсіл з западини Дискавері, г/л	Метали у донних осадах западин (за Ч. Дрейком, 1982)	
				середній вміст, %	10 ⁶ у верхньому шарі (10 м)
Питома вага	1,027	1,196	1,141		
Na	10,8	105			
K	0,39	3,6			
Mg	1,30	0,95			
Ca	0,411	6,44			
SO ₄	2,72	1,14			
Cl	19,5	195	126,7		
Br	0,066	0,083	0,086		
B	0,0047	0,013	0,008		
Fe	1·10 ⁻⁶	0,070	<0,001	29	24,3
Mn	1·10 ⁻⁶	0,086	0,022		
Zn	5·10 ⁻⁶	0,003	<0,001	3,4	2,9
Cu	2·10 ⁻⁶	0,001	<0,001	1,3	1,06
Ba	15·10 ⁻⁶	0,0011	<0,004		
Ag				0,0054	0,0045
Au				0,00005	0,000045
Pb				0,1	0,08
				Сліди кобальту, нікелю, арсену, олова та ін.	

Високою є швидкість нагромадження металоносних осадів Червоного моря – від 60 до 630 мм за 1000 років (Емері К. та ін., 1974), що значно вище від швидкості сучасного осадонагромадження морів та океанів.

Походження гарячих розсолів дискусійне. Вони можуть бути пов'язані з евапоритами; не виключено, що це вулканогенні гідротерми,

які підіймаються від інтрузії, що залягає на невеликій глибині під осадами рифту. Однак вулканогенних утворень у западинах нема. Можливий і складний генезис розсолів – вода є магматичною, а в розсоли вона перетворилась під час проникнення через евапоритову товщу. Зазначимо, що вулканічна діяльність у Червономорському рифті почалась 13 тис. років тому та триває досі (В. Апродов, 1982).

Отже, хемогенне походження рудних концентрацій в осадах западин Червономорського рифта, зумовлене підводною гідротермальною діяльністю, доведене. Металогенні осади Червоного моря визнані як модель гідротермально-осадового зруденіння, що формувалось і в минулому.

8. Етапи літогенезу

У працях наших і зарубіжних науковців у літології чітко виділені два важливі розділи: 1) *седиментогенез* – учення про процеси й умови сучасного і давнього осадоагромадження; 2) *літогенез* – учення про закономірності перетворення осадів у породи і подальші їхні зміни.

Упродовж ХХ ст. термін “літогенез” часто змінював суттєве значення, тобто його трактували по-різному. М. Страхов у фундаментальній праці “Основи теорії літогенезу” (1962) словом “літогенез” поєднував процеси седиментогенезу та діагенезу. Його підтримували М. Логвиненко (1967), А. Байков і В. Седлецький (1997), В. Шванов та ін. Н. Вассоевич (1957) включав до літогенезу практично всі стадії осадового процесу (гіпергенез, седиментогенез, діагенез та катагенез). П. Тимофєєв (1970), Л. Анфімов (1977), В. Копорулін (1992), В. Фролов (1992, 1993, 1995), О. Япаскурт (1992, 1995, 1988) та інші зачисляли до літогенезу діагенез, катагенез та метагенез, однак відокремлювали його від седиментогенезу. Процеси седиментогенезу детально викладені в праці В. Хмелевського, О. Хмелевської “Літологія. Седиментогенез” (2011).

Літогенез – це сукупність перетворень осадового матеріалу в надрах, зокрема, докорінна відмінність цих процесів від процесів седиментогенезу, які відбуваються на поверхні або в безпосередній близькості до неї і починають новий осадовий цикл, а також від процесів метаморфізму, які перетворюють осадові породи в породи кардинально іншого типу (кристалічні). У такому трактуванні цикл літогенезу охоплює три стадії зміни осадової речовини: діагенез, катагенез і метагенез.

На стадії діагенезу відбувається перетворення осадів, яке завершується їхнім переходом в осадові породи, на стадіях катагенезу і метагенезу відбувається перетворення порід.

Усі межі між стадіями осадового процесу досить умовні. Складність проведення межі між діагенезом і катагенезом є однією з причин того, що геологи США, Канади, Західної Європи не виділяють стадії ката-

генезу. Усі перетворення осадового матеріалу, які відбуваються після осадонагромадження, західні вчені називають діагенезом, однак надають цьому слову різних ознак залежно від чинників і специфіки прояву процесу (ранній, пізній, субаеральний, діагенез занурення, епідіагенез та ін.).

Межа катагенез–метагенез найбільш умовна. Це пов'язано з тим, що стадія метагенезу відрізняється від інших стадій осадового процесу і має перехідний характер. Метагенетичні явища поєднують у собі особливості процесів катагенезу і метаморфізму. Усе це призводить до того, що деякі дослідники (Л. Рухін, А. Копелович, Т. Каледє та ін.) взагалі не виділяють стадії метагенезу.

Внесок у вивчення ката- і метагенезу останніми роками зробив О. Япаскурт (1989, 1992, 1995, 1998), який описав на прикладі добре вивчених палеозойських і мезозойських відкладів Лено-Вілюйського басейну і Верхоянського хребта не лише хід метаморфізму занурення, а й часто вирішальний вплив глибинних магматичних вогнищ, що виявляється в стратисфері широкими ореолами послідовно згасальних перетворень – від метаморфічних через метагенез до катагенезу.

8.1. Діагенез

Стадія діагенезу осадів починається з моменту фіксації осадових частинок на дні басейну седиментації та завершується перетворенням осадів в осадову породу. На стадії діагенезу відбуваються фізико-механічні зміни та фізико-хімічне зрівноважування компонентів осаду.

Уперше термін “діагенез” застосував В. Гумбель 1868 р. для визначення сукупності процесів перетворення осадів первинного гарячого океану в кристалічні сланці, тобто щось близьке до сучасного розуміння метаморфізму.

У 1893–1894 рр. І. Вальтер удруге вжив цей термін для визначення всіх фізичних і хімічних процесів, що відбуваються в осадах після їхнього утворення без впливу тиску ерогенних процесів і вулканічного тепла. До діагенетичних він зачислив процеси літифікації ракушняків, утворення конкрецій в осадах та ін.

К. Андре (1911) поєднав у діагенезі майже всі молекулярні й хімічні зміни, що відбуваються в осадах під впливом середовища, яке їх оточує.

У. Твенгофел (1936) під діагенезом розумів усі зміни, що відбуваються в осадах за час між їхнім утворенням і літифікацією за нормальних умов седиментації, а також усі зміни, що відбуваються після затвердіння осаду за нормальних температури й тиску.

Процеси діагенезу особливо детально вивчали М. Страхов, Л. Рухін, Л. Пустовалов, Г. Теодорович, М. Швецов, В. Фролов та ін. Узагальнення матеріалів з діагенезу є в працях М. Страхова, М. Логвиненка, А. Байкова і В. Седлецького, які ми використали нижче.

Визначальний вплив на хід діагенезу виявляють рН та Eh середовища, які залежать, головню, від вмісту в осаді органічної речовини, що слугує джерелом енергії діагенетичних процесів. М. Страхов (1962) поділяв *діагенез на ранній та пізній*, а *ранній діагенез* (за середнього вмісту залишкової органічної речовини 1–3 %) – на *два етапи* аутигенного мінералоутворення: *окиснювальний та відновлювальний*. Відразу ж обумовимо, що діагенез осадів, як наголосив М. Логвиненко (1984), виникає у конкретному випадку “... по-своєму залежно від складу мулових вод, складу компонентів осаду та характеру органічної речовини”.

Ранній діагенез відбувається у насиченому водою осаді, причому особливо багато води міститься у глинистих мулах. На окиснювальному етапі вода осадів аналогічна за складом наддонній морській воді. Найбільш ранній з фізико-хімічних процесів зрівноваження осадів – це *вбирання організмами вільного кисню мулової води у верхній плівці осаду*. Осад уміщує різні компоненти, багаті на кисень (*гідроксиди заліза, сульфати*, а також *органічні рештки, які розкладаються*). Мікроорганізми, після витрачання вільного кисню, витягають його з оксидів та гідроксидів Fe, Mn, інших елементів і сульфатів мулових вод. В осаді під час розкладання органіки та редукції SiO_4^{2-} нагромаджуються H_2S , CO_2 , NH_3 , CH_4 та інші гази, середовище з окиснювального стає відновлювальним, водночас знижується його Eh, а рН після зниження зазвичай зростає. Це приводить до того, що карбонати, які є в осаді, а також кремнезем та решта речовин поступово розчиняються в муловій воді, перетворюючи її в насичений розчин. Водночас у розчин переходять і малі елементи, що їх адсорбують глинисті частинки та біогенна речовина, відбуваються обмінні реакції між катіонами увібраного комплексу глинистих мінералів та катіонами мулової води. У підсумку склад мулової води докорінно змінюється. Зменшується вміст сульфатів, різко зростає лужний резерв, відбувається збагачення Fe^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 , P, малими елементами, нагромаджуються H_2S , CH_4 та інші гази, Eh знижується до –150 або –300 мв, рН коливається від 6,8 до 8,4. Поява мулових розчинів, які різко відрізняються за складом від наддонної води, зумовлює два дуже важливі процеси – *взаємодію осадів з наддонною водою та діагенетичне мінералоутворення*. З наддоної води в осад, точніше – у мулову воду, інтенсивно дифундують O_2 , SO_4^{2-} разом з катіонами Ca^{2+} та Mg^{2+} , які вбирає мул. Водночас у наддонну воду з осаду переходять гази (H_2S , CO_2 , CH_4), Fe^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 , CaCO_3 та інші

компоненти, які збагачують муловий розчин. За М. Страховим (1962, 1971), цей обмін речовин захоплює осад на глибину 2–4 м. Мулові води стають гідрокарбонатними у разі втрати сульфатів та хлоркальцієвими у випадку обміну Na на Ca. Проникнення Mg^{2+} в осад зумовлює – у разі тривалого контакту кальцієвих частинок осадів з наддонною водою – вбирання кальцитом іонів Mg та утворення магнезійального кальциту в осаді. Дуже важливим є *діагенетичне мінералоутворення*, яке відбувається тільки в мулах. Тут може виникнути насичення мулових розчинів деякими компонентами, і вони випадають в осад, утворюючи аутигенні діагенетичні мінерали, які стійкі в цих фізико-хімічних умовах. Ці мінерали кристалізуються в порах осаду.

Певна послідовність фізико-хімічних процесів зумовлює наявність у сучасних осадах двох зон *ранньодіагенетичних змін* – окиснювальної та відновлювальної з відповідними особливостями мінералоутворення. За М. Страховим (1952, 1954), у разі потужності зони окиснювального мінералоутворення до 0,4 м у ній утворюються залізо-манганові конкреції, глауконіт, фосфати, іноді глобулярний опал. *Відновлювальне мінералоутворення* відбувається в осаді на глибині від 2–4 до 10 м, тут випадають карбонати, фосфати, силікати Fe, Mg, Ca, Mn, P, Zn та інших елементів (наприклад, лептохлорити, марказит, пірит, доломіт, сидерит). *Розподіл в осадах ранньодіагенетичних мінералів більш мениш рівномірний*. Водночас із цими процесами осад ущільнюється, вміст у ньому мулової води поступово зменшується, головню, завдяки видавлюванню по латералі або в бік більш проникних гірських порід. В осадових гірських породах продукти окиснювального етапу діагенезу можуть бути знищені подальшими відновлювальними процесами.

Пізній діагенез полягає в перерозподілі ранньодіагенетичних мінералів. Різні частини осаду вміщують мулові розчини різної концентрації, простежується різноманітність значень рН та Eh середовища. Тому аутигенні мінерали, які раніше відкладалися, в одних місцях розчиняються, а в інших, навпаки, створюють згущення аж до конкрецій та зацементовані ділянки осаду. Конкрецієутворення детально вивчали О. Македонов, П. Зарицький та ін. (1970). Умови виникнення конкрецій різного мінерального складу наведені за М. Логвиненком (1984). *До складу конкрецій входить більшість діагенетичних мінералів – пірит, марказит, кальцит, доломіт, сидерит, кварц, фосфати кальцію та ін.*

Конкреції сульфідів заліза виникають у відновних умовах за кислої, нейтральної або слабколужної реакції середовища, найчастіше у глинистих осадах. Для утворення *сидеритових конкрецій* необхідні CO_2 , слабо відновлювальне, нейтральне і навіть окиснювальне середовище. *Конкреції кальциту та доломіту* утворюються завжди в лужно-

му середовищі (рН понад 7,5–8,0), однак за різних значень Eh. Вони характерні як для глинистих, так і для зернистих порід. *Кременисті, баритові, цілестинові конкреції* виникають у кислому та нейтральному середовищах (рН до 7), незалежно від Eh, *фосфатні конкреції* – у лужних слабко відновлювальних та слабко окиснювальних умовах, *морські залізо-манганові конкреції* – в окиснювальних лужних умовах.

Водночас з перерозподілом діагенетичних мінералів продовжується подальше видавлювання мулових вод та ущільнення осаду, відбувається його часткова літифікація.

Наведена загальна схема процесів діагенезу різко порушується залежно від умов утворення осаду (морські басейни різної глибини та розмірів або континентальні умови), типу осадів (піщані, глинисті, карбонатні, кременисті та ін.), вмісту в них органічної речовини. *Без органічної речовини процеси діагенезу відбуваються в окиснювальних умовах, проходить лише окиснювальне мінералоутворення, за надмірності органічної речовини – тільки відновлювальне мінералоутворення.*

За М. Страховим (1971), процеси діагенезу відбуваються *в осадах водойм з різною силою та з індивідуальними рисами залежно від їхніх розмірів, що визначали особливості нагромаджень органічної речовини.* В озерах та невеликих внутрішньоконтинентальних морях розшарування осадів на окиснювальну та відновлювальну зони простежується по всій площі дна. У пелагіалі їхній окиснений шар мінімальний за потужністю (до часток сантиметра), тому що тут $C_{\text{орг}}$ в осадах становить (до 1–2 %). Потужність цього шару зростає з наближенням до берега. У великих крайових морях типу Охотського, Карського дуже потужна окиснена зона осадів зафіксована по всій акваторії, однак її потужність також непостійна. Вона мінімальна у смузі від прибережної зони до початку континентального схилу, тобто в смузі, де осади найбільше збагачені $C_{\text{орг}}$, та значно зростає в пелагічній області басейну з мінімальним вмістом в осадах $C_{\text{орг}}$. Ще різкіше ця закономірність виявляється в океанах, пелагічні осади яких уміщують лише 0,2–0,3 % $C_{\text{орг}}$. Швидше за все вони формувалися в області стійких тільки окиснювальних умов. М. Страхов (1971) особливо наголосив, що *розміри водойм відіграють величезну роль і у формуванні латеральної аутигенно-мінералогічної зональності відкладів.*

Розглянемо приклади діагенезу різних типів морських осадів (М. Логвиненко, 1984; Дж. Уілсон, 1980).

У теригенних суттєво глинистих осадах морів нормальної солоності, що вміщують органічну речовину, ранній діагенез проходить у два етапи. На початковому етапі, у лужно-окиснювальному середовищі осаджуються оксиди та гідроксиди Fe та Mn, відбуваєть-

ся постседиментаційне розкладання нестійких мінералів (гідролюд, польових шпатів), корозія уламкових зерен. Чітко виявляється етап відновного мінералоутворення. У разі високого вмісту органічної речовини процеси діагенезу повністю проходять у лужних відновних умовах. Для цього етапу характерними є сульфіди заліза. Сірководень, який виділяється у великій кількості під час розкладання органіки та редукції сульфатів, може заразити не тільки придонні води, а й менш глибокі горизонти водної товщі басейну. Цьому сприяє утруднена циркуляція вод, наприклад, у Чорному морі. Якщо осади вміщують мало органічної речовини (відклади шельфу, континентального схилу), то відновні умови не виникають або ж вони нестійкі, умови середовища змінюються від слабко відновлювальних до слабко окиснювальних. Тут типові оксиди та гідроксиди заліза, утворюються глауконіт, лептохлорити, фосфати. Сучасні осади такого типу відомі на шельфах Північної та Південної Америки, Південно-Західної Африки.

Діагенез власне глинистих осадів приводить до того, що *глинисті мули*, які є субколоїдною системою, перетворюються у *глини*. Це відбувається під час занурення осадів на перші десятки метрів у міру перекриття їх новими порціями осадового матеріалу, про що свідчать, зокрема, дані морського буріння на Каспії. В інтервалі глибин від 10 до 70–80 м нижче рівня дна простежуються вже м'яко-пластичні та пластичні глини у мало- та середньоущільненому стані, поруватість яких – 50–40 %. Термін для переходу глинистих мулів у глини становить 1–2 млн років (Р. Безбородов, 1989).

Під час діагенезу власне піщаних осадів, які, зазвичай, різко збіднені органічною речовиною, *ущільнення майже не відбувається*. Відомі численні випадки, коли піски залишаються незцементованими, тобто осад не підпадає під літифікацію. Наприклад, це неогенові піски Апшерону, які розкриті свердловинами на глибинах до 1 000 м, палеогенові-палеозойські піски розрізів Східноєвропейської платформи.

Отже, піщані утворення можуть бути нелітифікованими, їхній діагенез у цьому випадку досить невизначений, а літифікація як критерій переходу осаду в породу не може бути застосований.

В осадах надто прісних морів та водойм суші, що збагачені органічною речовиною, унаслідок незначного вмісту SO_4^{2-} та його редукції кількість H_2S , які утворилися в цьому разі, також незначна. Проте під час розкладання органічної речовини витрачається кисень та утворюється CO_2 . Тому діагенез осадів відбувається у лужно-нейтральних (зрідка слабко кислих) відновлювальних умовах середовища. Однак сульфідів Fe немає або їх мало, характерними стають аутигенні карбонати Fe та Mn.

Карбонатні осади морських басейнів зазнають таких діагенетичних змін. *Осади пляжів та літоралі в ранньому діагенезі* частково або

повністю зазнають цементування високомагнезійальним кальцитом (до 30 % молекул $MgCO_3$), який осаджується у вигляді мікриту, та арагонітом, який утворює, зазвичай, голчасті кристали й агрегати. Виникають пляжеві та рифові карбонатні породи. Власне рифові побудови не є осадами в прямому значенні, тому що внаслідок життєдіяльності організмів-рифобудівельників відразу ж формується гірська порода – органогенний вапняк, з якого складається тіло рифу. Відповідно до зростання стійкості карбонату кальцію (високомагнезійальний кальцит-арагоніт-низькомагнезійальний звичний кальцит) високомагнезійальний кальцит переходить у кальцит і в деяку кількість доломіту, арагоніт – у кальцит, тобто простежується доломітизація.

Діагенез у карбонатних осадах глибоководного шельфу та континентальних окраїн, де нагромаджуються форамініферові та форамініфероптероподові піски й алеврити (майбутні вапняки), сьогодні відбувається в лужних умовах. Якщо середовище в цьому разі окиснювальне, то з мулових вод осаджується арагоніт та високомагнезійальний кальцит з цементацією осадів або без неї, якщо відновне – утворюються сульфідні Fe, які, зазвичай, представлені глобулами-фрамбоїдами, які заповнюють камери черепашок та панцирів мікроорганізмів, причому осади залишаються незцементованими. У вапнякових тонкозернистих мулах зміни карбонатних мінералів, за Дж. Уілсоном, незначні або взагалі не відбуваються, простежується слабке ущільнення осаду та структурно-текстурне переорієнтування мулистих частинок. У верхніх 20 см мул насичений водою на 80 %, з глибиною вміст води знижується до 50 %, зберігаючись до глибини 7–8 м, нижче якої спостережень немає. Органічна речовина розкладається у порівняно замкнутих умовах, тому тут утворюється відновлювальне середовище.

Діатомові та радіолярієві мули морів, від сучасних до неогенових включно, як зазначає М. Логвиненко (1984), зазвичай, є пухкими, з пористістю 70–90 %, потужність таких розрізів перевищує 600 м (Берингове море). Аутигенні мінерали в мулах представлені піритом та монтморилонітом. Локальна або тотальна цементація кременистих мулів давнішого віку відбувається так: зі зростанням рН мулових вод опаловий біогенний матеріал розчиняється, виникають колоїдні розчини кремнезему, з них відкладаються згущення опалу, які заповнюють пори та порожнини. Цей хемогенний опал та опал біогенного походження розкристалізуються з утворенням кристобаліту.

У найбільш холодній частині помірних гумідних зон, які прилягають до областей льодового (нівального) клімату, діагенез осадів озер та окраїнних морів не має принципових відмінностей порівняно з розглянутими схемами (М. Логвиненко, В. Огородніков, 1980). Теригенні

осади шельфу вміщують до 2 % *органічної речовини*, яка надходить ріками. У них відбувається редукція SO_4^{2-} , утворення H_2S та *піриту*, однак не дуже інтенсивно. В алевро-пелітових мулах формується також невелика кількість $\text{Fe}(\text{CO}_3)$. На глибинах понад 200–300 м і в пісках мілководного шельфу діагенез відбувається у лужних окиснювальних умовах з нагромадженням оксидів та гідрооксидів заліза й мангану.

Діагенез континентальних осадів, особливо субаеральних (наприклад, леси), вивчений значно гірше, ніж морських. Зокрема, для *сучасних відкладів боліт та торфовищ*, які багаті на органічну речовину, характерне кисле, слабко лужне та нейтральне середовище, відсутність кисню або утруднений його доступ. Аутигенні діагенетичні мінерали – карбонати заліза, віваніт, каолініт, галуазит. *Річковим та дельтовим утворенням* властива значна кількість органічної речовини. Їхній діагенез схожий на діагенез шельфових осадів морів нормальної солоності з таким же малим вмістом органічної речовини. Інакше мали б відбуватися діагенетичні зміни *континентальних осадів у ранньому палеозої*, до виходу рослинності на сушу. Можна припустити, що внаслідок дуже малого вмісту в них органічної речовини процеси раннього діагенезу обмежувалися окиснювальним етапом, а гумідні породи зафарбовувалися окисними сполуками Fe і ставали строкатобарвними або червоного кольору.

Зазначимо, що *дискусійним є питання про те, на якій глибині від поверхні осаду закінчуються процеси діагенезу*. На думку різних дослідників, ця глибина коливається в широких межах – від 10–50 до 200–300 м – і залежить від швидкості осадоутворення. У будь-якому випадку термодинамічні умови процесів діагенезу дуже наближені до умов, за яких нагромаджувався осад, тому що приріст температури на 8–10 °C і тиску до 20–30 атм суттєво нічого не змінює. За М. Страховим (1971), “... діагенез басейнових осадів гумідних зон – це логічне продовження седиментогенезу; він реалізує ті внутрішні можливості перетворення речовини, які закладені у них самих, на фоні практично однієї й тієї ж термодинамічної умови”.

8.2. Катагенез

Катагенез (В. Фролов, 1992) – це стадія глибинного перетворення *осадових порід у стратисфері під впливом підвищених температур і тисків мінералізованих вод*. Переважні процеси – фізико-механічні, тобто ущільнення порід під вантажем товщ, що лежать зверху, потужність яких – від перших сотень, іноді десятків метрів до 4–6 км,

що визначає і глибину зони катагенезу в літосфері. Температура в покрівлі зони – 30–50 °С, а в підшові – вірогідно, 150–200 °С, тиск – від перших сотень до 1 200–2 000 атм. Тривалість – від сотень мільйонів до 1,0–1,5 млрд років, тобто час геологічний і набагато довший, ніж у діагенезі та інших стадіях.

Вивченню стадії катагенезу велику увагу приділили такі дослідники, як А. Копелійович (1965), А. Косовська (1963), М. Логвиненко (1968, 1987), М. Вассоєвич (1975), В. Лучицький (1967), О. Япаскурт (1989–1998), В. Холодов (1982, 1983), А. Махнач (2000) та ін.

Умови катагенезу досить різноманітні, проте стабільні в просторі й часі (змінюються поступово протягом мільйонів років). За цей час мінеральна сировина визріває структурно, наприклад, кристалічна структура впорядковується, розмір кристалів збільшується, хімічний склад стає більш визначеним. Усі ці зміни є початком ендогенезу в мінерало- і породотворенні; далі вони прогресивно продовжуються в метагенезі і метаморфізмі. Тривалий час катагенезу і велика потужність його зони потребують і дають змогу розділити його на підстадії, або етапи. У літології прийнято двочленне, а в нафтовій геології – дрібніше розділення у вертикальному розрізі. Ранній, або початковий, катагенез приблизно відповідає протокатагенезу, за М. Вассоєвичем (1975) та іншими, а пізній, або глибинний, – мезокатагенезу. Нафтовики виділяють апокатагенез, який приблизно відповідає метагенезу. Протокатагенез поділяють на три градації: $ПК_1$, $ПК_2$ і $ПК_3$, мезокатагенез – на п'ять: від $МК_1$ до $МК_5$, які можна розрізнати за відбивною здатністю вітриніту, що змінюється від 0,25 % на межі діагенезу і протокатагенезу до 2,0 % у підшові $МК_5$, тобто на межі катагенезу і метагенезу. Деяко грубше обґрунтування стадій, підстадій і градацій дають марки вугілля, що визначають ступінь вуглефікації. Це найнадійніша шкала стадійних змін гумусової речовини, за якою можна проводити стадіальний аналіз і аналіз мінеральної речовини (табл. 8.1).

Ранній (початковий) катагенез, або протокатагенез, змінює діагенез на глибинах у середньому від 100 до 500 м і охоплює товщу до 1,5–3,0 км. Температура підвищується від 30–50 до 100 °С, тиск – від 100–200 до 700–800 атм, поруватість знижується від 40 (у середньому для всіх порід) до 15 %. Тиск гідростатичний зверху змінюється літостатичним (геостатичним), що визначає фізико-механічні зміни порід: ущільнення, витискання води (ілізійний процес), перехід кубічної укладки зерен у тетраедричну, конформне пристосування зерен, а пізніше (у пізньому катагенезі) і розчинення під тиском, інкорпорацію тощо. Разом з механічними відбуваються фізико-хімічні й хімічні процеси: розчинення і корозія нестійких мінералів – слюд, амфіболів, піроксенів, перетворення

їх і польових шпатів у нові мінерали (*катагенетичний метасоматоз*), синтез нових мінералів у порових просторах – каолініту та інших глинистих, цеолітів, сульфатів (барит, ангідрит та ін.), сульфідів та інших, утворення або нарощування конкрецій. Найхарактернішим процесом назвемо *глинізацію силікатів*, тобто стадійне заміщення їх філосилікатами. У лужному середовищі польові шпати перетворюються в гідромусковіт або парагоніт і далі в монтморилоніт або інші смектити, а в кислому – у каолініт. Мусковіт у лужному середовищі перетворюється в гідромусковіт діоктаедричний, а в кислому – у каолініт, біотит – у гідробіотит, вермикуліт, глауконіт і монтморилоніт, а в кислому середовищі – у хлорит і каолініт. По піроксенах і амфіболах розвиваються хлорити. Вулканічне скло перетворюється в смектити, хлорити, цеоліти.

Т а б л и ц я 8.1

Стадії, підстадії (етапи) і градації літогенезу (з урахуванням даних Н. Лопатіна, А. Конторовича, С. Неручева, В. Ручкова, В. Чернишова та ін.)

Стадія седиментогенезу Стадія діагенезу Глибина – 10–200 м. Температура – 10–25 °С. Підстадія протокатагенезу – ПК Відповідає буровугільному етапу вуглефікації Глибина – 1–3 км. Температура – 50–70 °С.	Підстадії діагенезу: Аеробна, анаеробна Градація: ПК1 (0,5) ПК2 (1) ПК3 (1,5)
Стадія катагенезу: Підстадія мезокатагенезу – МК Відповідає ступеню вуглефікації за шкалою для Донбасу від Д до ПС включно Глибина – 2,7–8,0 км. Температура – 210–280 °С.	Градація: МК1 (1) МК2 (1,5) МК3 (0,9) МК4 (0,9) МК5 (0,5)
Підстадія апокатагенезу – АК Відповідає стадії “метаморфізму” кам’яного вугілля від П до А включно. Глибина – 5–15 км. Температура – 300–500 °С.	Градація АК1 (2,5) АК2 (3,5) АК3 (8) АК4 (11)
Стадія метагенезу (регіонального метаморфізму)	Графітизація

Примітка. Цифри в дужках – потужність (у кілометрах) підзон катагенезу за сталого геотермічного градієнта.

За правилом Освальда, з підвищенням температури на 10 °С швидкість хімічних реакцій збільшується вдвічі. Це різко підвищує розчинність кварцу до 1–2 мг/л, а аморфного кремнезему – до 380 мг/л. У новоутворених мінералах виникають газово-рідкі включення, декрепітація яких дає змогу визначити палеотемператури та глибини, на яких побували прошарки. З підвищенням температури збільшується мінералізація підземних вод і змінюється характер їхнього руху. Якщо у верхній частині води ще можуть обмінюватися з наддонною водою

через латеральні віддушини, то на глибинах 0,7–2,5 км циркуляція утруднена, а глибше починається зона *застійних вод*. Під час хімічних перетворень вивільняються луки, вони збільшують рН, яке найчастіше дорівнює 7. Мінералізація вод зверху – 1–5 г/л, а на глибині 3 км – до 200–250 г/л, тобто це вже розсіл з концентрацією солеродних басейнів. Їхній склад відповідає основному ряду розчинності, а за аніонною частиною вони змінюються від *практично прісних* або *слабкомінералізованих гідрокарбонатних* (за винятком аридних областей) у *верхній частині зони до гідрокарбонатно-сульфатних у зоні утрудненого водообміну*. Поруваті, передусім кристалізаційні, води можуть відрізнятися від пластових.

Органічна речовина змінюється найбільше. Якщо в *діагенезі* вона досягає *стадії торфу* і лише внизу може бути на *буровугільній стадії*, то в *ранньому катагенезі* вона перебуває на стадії *бурого вугілля всіх градацій – м'яких, матових і блискучих (B₁, B₂ і B₃)*, які відповідають градаціям *протокатагенезу – ПК₁, ПК₂ і ПК₃*. Межу *початкового катагенезу* літологи, зазвичай, опускають трохи нижче, захоплюючи *марку Д* (довгополуменевого вугілля). Літологи, нафтовики цю стадію вуглефікації зачисляють уже до *мезокатагенезу*. Відбивна здібність вітриніту в оливі Rm⁰ зростає від 0,25 до 0,5 %. *На цій стадії виникає другий максимум газоутворення – переважно метановий фізико-хімічний*, на противагу *першому – біохімічному*, приуроченому до *діагенезу* і також переважно *метановому*. З *сапропелевої органічної речовини* починають *формуватися і нафтові вуглеводні*, однак ще в незначній кількості (соті частки відсотка від вмісту органічної речовини).

Неорганічні породи змінюються мало, особливо глини. Поруватість та об'ємна вага зменшуються, відповідно, з 50–60 % і 1,3–1,4 до 20–25 % і 1,8–2,0 на глибині близько 3 км. *За об'ємною густиною можна судити про тиск і глибину залягання*, особливо для шельфових та інших мілководних відкладів. *Якщо органічна, особливо вуглиста речовина, є максимальним термометром, що фіксує максимальні температури, які вона випробувала і зафіксувала, то глиниста речовина відіграє роль максимального манометра, який фіксує максимальні навантаження*.

Піщані породи стають переважно зцементованими, скам'янілими, хоча є і пухкі. *Глини* ущільнені, проте зберегли пластичність і здатність розмокати. *Вапняки* є міцні й доволі пухкі (писальна крейда і слабколітифіковані мергелі), а біоморфні – нерідко сильно поруваті. *Аморфні силіцити (діатоміти, трепели) – опалові*, однак часто твердіють і перетворюються значною частиною в *опоки*, хоча ті нерідко співіснують з трепелами і діатомітами. Кристалізація опалу цих порід значно поширена, і в них часто *кристобаліт* переважає над аморфною фазою, *по опалу розвивається і халцедон*.

Для *раннього катагенезу* найхарактернішою є *глинізація польових шпатів та інших силікатів*, яка *нагадує хімічне звітрювання вологих тропіків*, унаслідок якого силікати будуть повністю заміщені глинами. І тут вологості достатньо (спочатку її 50 %, що забезпечує нерозривність рідкої фази – “водяного стовбура” – і стан гідростатичного тиску), а температура навіть вища від екваторіальної (до 100 °С). Крім того, стабільність стану та геологічний масштаб часу – мільйони, десятки і сотні мільйонів років – виражаються у значних результатах навіть у разі повільного процесу глинізації. Загальна умова продовження процесу – *видалення продуктів реакції*; це дуже блокує процес у разі обмеженості відтоку надлишків цих продуктів, тому що майже всі вони входять у силікати, які знову формуються.

Суттєвішим є видалення продуктів перетворення органічної речовини, яке з підвищенням температури щораз сильніше зазнає термолізу, деструкції та інших термічних змін, унаслідок чого у великому об’ємі утворюються газові та рідкі фази – вода, CO₂, метан та частково більш високомолекулярні вуглеводні. За об’ємом вони разом становлять половину органіки, а рідка і газова фази однакові. Відбивається перш за все *декарбоксілювання* – відщеплення карбоксильної групи COOH – із виникненням вугільної та органічних кислот і зменшенням вмісту гумінових кислот (що почалося ще в діагенезі). *У глибинному катагенезі перетворення органічної та мінеральної речовини посилюється.*

Глибинний (пізній) катагенез, або мезокатагенез, поступово змінює ранній катагенез на глибинах 2–3 км. Глибинний катагенез простежується на платформах у грабенових прогинах до 5–6 км, а в геосинкліналях або зонах з підвищеним тепловим потоком – іноді до менших глибин. Отже, потужність зони пізнього катагенезу досягає 4 км. Температура підвищується на цьому інтервалі від 100 до 200 °С, тиск – від 700–800 до 1 200–1 500 атм, поруватість зменшується від 15 до 2 %, а об’ємна густина наближається до максимальної – 2,6 г/см³. Підземні води високомінералізовані (понад 300 г/л), після випадіння карбонатів стають сульфатними, сульфатно-хлоридними, а після випадіння сульфатів у тверду фазу – хлоридними. Поблизу соляних товщ можуть випадати і хлориди.

Головний процес – ущільнення, яке призводить до зникнення поруватості. Воно відбувається різними способами, по-перше, *механічними*: обтискання пластичних, некомпетентних зерен (уламків глин, глинистих сланців, слюд, алевролітів, базальтів, слюдистих сланців та ін.) навколо міцних компетентних (кварцу, кварцитів, кременів, графітів та ін.), проникненням других у перші (інкорпорація), утворенням механокоформної структури. По-друге, *поровий простір повністю запо-*

внює цемент – кварцовий, польовошпатовий, серицитовий, хлоритовий, кальцитовий, цеолітовий та ін. По-третє, у відмитих від глинистого цементу суттєво кварцових пісковиках відбувається розчинення в твердому стані під тиском та зближення кварцових зерен по мікρο-стилолітових швах з одночасним спряженим розростанням їх завдяки переміщеному із зони розчинення кремнезему в напрямі, нормальному до тиску, з утворенням регенераційного цементу. Виникає гранобластоподібна структура. Аналогічно, хоча й менше, змінюються калієві польові шпати і плагіоклази. Продовжується і звичайне розчинення (корозія) силікатів.

Глинистий цемент пісковиків перекристалізовується зі спрощенням складу внаслідок гідролюдизації і хлоритизації. Проте глиниста речовина глинистих порід залишається неперекристалізованою, тобто за прогресивним перетворенням вона відстає від малооб'ємних ділянок глинистої речовини – цементу, у чому виявляється ефект “подушки” – великих мас тонкозернистої або аморфної речовини. Однак стадіальні прогресивні зміни в напрямі гідролюдизації та хлоритизації відбуваються в глинах (трансформація глинистих мінералів); крім того, вони зазнають фізичних перетворень, унаслідок яких втрачають здатність до розмокання й перетворюються в аргіліти. У пізньому катагенезі триває подальше витискання води з глинистої речовини і газової фази з органічною речовиною та подальша її деструкція, диспропорціювання водню (внутрішній перерозподіл речовини в молекулах), полімеризація кислих компонентів. Бітуміноїдні компоненти збагачуються високомолекулярними з'єднаннями, зростає вміст олійних фракцій, у тому числі й нафтових вуглеводнів – мікронафти. Розриваються зв'язки органічної та мінеральної, глинистої речовини.

За температур 60–150 °С (градація $МК_1$ – $МК_3$), тобто на початку глибинного катагенезу, можливо, ще наприкінці раннього катагенезу, утворюється максимальна кількість рідких вуглеводнів – нафти, що дало змогу Н. Вассоевичу назвати цей інтервал головною фазою (і зоною) нафтоутворення. Зона приурочена переважно до глибин від 2,5 до 5,0 км, на яких утворюється кам'яне вугілля марок від Д (довгополуменевого) і Г (газового) до Ж (жирного). Відбивна здатність вітриніту Rm^0 на цьому інтервалі зростає з 0,66–0,7 до 1,3 %. Дещо зміщений на великі глибини максимум жирного газу, або конденсату: від 3,5 до 6,5 км, тобто на інтервал з коксівним (К) і піснувато-спікливим (ПС) вугіллям, коли відбивна здатність вітриніту в олії збільшується до 2 %. Ще глибше (6,0–8,5 або навіть до 9 км) розташований третій максимум газоутворення – найбільший, що дало змогу виділити його як *головну зону газоутворення*, аналогічно до розташованої вище головної зони

нафтоутворення. Головна зона газоутворення частково знижується і в апокатагенез, тобто у метагенез, у зону пісного (П) вугілля і навіть у зону напівантрацитів (НА), відбивна здібність R_m^0 яких зростає до 3,5 %.

Катагенез органічної речовини з 1972–1975 рр. відображають також в одиницях ЛОМ (від 1 до 20), запропонованих А. Худом, К. Гутьяром і Р. Хікоком, які вивчили безперервний розріз міоцену Нової Зеландії з вугіллям від бурого (лігніту) до антрациту і розділили його на однакові проміжки з порядковими номерами 1–20, які визначають *ступені метаморфізму органічної речовини (level of organic metamorphism)*.

Пісковики в зоні глибинного катагенезу повністю зцементовані, пухких нема. *Карбонатні породи* перекристалізовані, перетворені в мармури, тобто є вже метаморфічними породами, у яких, однак, добре зберігаються біокомпоненти. *Кременеві породи* халцедонові й кварц-халцедонові, опалові практично зникали.

Крім реліктових глауконіту, каолініту, частково змішаношаруватих, смектитів, гідромусковіту і хлориту, з'являються трансформовані серицити, хлорити. Звичайні новоутворення кварцу, плагіоклазів, калішпатів, цеоліту, бариту, ангідриту, піриту у вигляді кубиків, зрідка анатазу й інших титанистих мінералів. *Упродовж катагенезу* загалом унаслідок вуглефікації рослинних порід *вміст вуглецю збільшується від 70 (буре вугілля) до 80 % (коксівне та піснувато-спікливе)*.

Під час катагенезу відбувається також більш об'ємний метасоматоз, наприклад, заміщення доломітів кальцитом і магнезитом, пластичне витискання і розчинення солей, особливо хлоридів. Вони стають нестійкими і нерівноважними в умовах глибинного катагенезу. Услід за ними вилучаються з геологічного розрізу похідні органічної речовини з газовою складовою, яка разом з вуглецем перетворюється в газові або рідкі флюїди, які евакуюються з місць первинного перебування. Залишається лише найстійкіша частина біолітів – вуглеводнева з незначною часткою летких. Третій мінеральний тип, який є нестійким, – карбонати, які залишаються в розрізі, проте вже у метаморфічному, мармуровому вигляді. За ними йдуть силікати, у яких опалові не зберігаються, вони трансформуються у стійкіші халцедонові або кварцові. Усі силікатні мінерали і породи ще стійкі, практично не змінюються під впливом метаморфізувальних чинників, за винятком глинистого цементу пісковиків. Для перекристалізації глинистих порід необхідні вищі температури і тиск, що відбувається на наступних стадіях – метагенезі й метаморфізмі.

8.3. Метагенез

Метагенез, або апокатагенез (за В. Фроловим, 1992), – це метаморфізація осадових порід за високих температур і тиску, або початковий метаморфізм. Його почали виділяти недавно, головню, завдяки працям М. Логвиненка (1967, 1987). Раніше ці зміни та їхні похідні зачисляли до метаморфізму і метаморфічних порід. Це зона глинистих сланців, філітів, кварцитів, крупнокристалічних мармурів.

Температура зони метагенезу – від 150–200 до 374 °С, тобто до критичної для води, коли вона навіть за високого тиску переходить у пароподібний стан і різко посилює метаморфізм. Тому тут відбувається деякий стрибок метаморфізму, і його природно взяти за межу літогенезу й метаморфізму. На цьому рубежі перекристалізуються вже всі осадові породи, навіть найстійкіші – уламкові. Тиск змінюється від 1 500–2 000 до 3 000–4 000 атм, глибина – від 5–6 до 15–20 км, можливо, до 25 км у зонах пасивних континентальних окраїн з малим тепловим потоком. Природно, у разі діапирового підняття мантийних розплавів над великими гранітними батолітами внаслідок посиленого теплового потоку і підняття ізотерм ця межа також значно підіймається, можливо, до 5–6 км. На платформах умови метагенезу не досяжні. Поруватості практично нема. Об'ємна вага дорівнює густині.

Головні процеси в метагенезі вже не фізико-механічні, а фізико-хімічні та хімічні (Вернон, 1980; Вінклер, 1969; Природа ..., 1967). Це перш за все перекристалізація глинистих порід – аргілітів, і утворення типово метаморфічних порід – глинистих сланців. Якщо орієнтуватися на глинисті породи, то вже в покрівлі катагенезу треба б проводити межу між осадовими і метаморфічними породами. Однак тоді неперекристалізовані уламкові породи, тобто чисто осадові, опинились би в зоні метаморфізму, що абсурдно. Тому й домовилися початок метаморфізму приурочити до повної перекристалізації всіх порід, включаючи уламкові. Процеси впорядкування структури в ґратці глинистих мінералів були помітні вже в пізньому катагенезі, у якому смектитові мінерали трансформувалися у стійкіші, з ґраткою, що не розсувається. У метагенезі цей процес виражений уже як головний, гідрослюди трансформуються в серицит, триоктаедричні переходять у діоктаедричні модифікації $2M_1$. Магнезійно-залізисті філосилікати переходять у високотемпературні хлорити – ортохлорити. З інших глинистих мінералів утворюються гюмбеліт, пампеліт, тальк, пірофіліт, а також преніт, цеоліти маловодні (ломонтит, сколецит). Зникає халцедон, його заміщує кварц. Як акцесорні утворюються альбіт, олігоклаз, мікроклін, епідот, цоїзит, турмалін, сфен, рутил, анатаз, брукіт, апатит.

Одночасно з мінералогічними трансформаціями та новоутвореннями з резерву розсолів і домішок глинистих та інших мінералів показові й *структурно-текстурні перетворення*. У *глинистих породах*, окрім лепідобластової структури, розвивається кліваж течії та розривів і формується сланцюватість, яка в складчастих товщах часто не збігається з шаруватістю. Вони поширюються і на тонкі пласти алевролітів та пісковиків. У багатих на глинистий заповнювач або цемент пісковиках широко відбувається *спрямована корозія і кристалізація* з утворенням перпендикулярно до тиску стеблуватих (стебельчастих) зчленувань зерен через тонкі паралельно орієнтовані стрічечки серициту, хлориту, гюмбеліту й інших філосилікатів, пронизаних стебельцями кварцу, вірогідно, і альбіту – *бородаті зерна*.

Первинно відмиті *пісковики*, особливо суттєво кварцові, залишаються неперекристалізованими, проте набувають рис метаморфічних порід – кварцитів, якими вони, однак, ще не є. Їхня гранобластоподібна структура утворюється внаслідок двох взаємопов'язаних і взаємодоповнювальних процесів: спрямованої корозії – розчинення в твердому стані під великим тиском і зближенням по стилолітових швах; і регенерації зерен у нормальному до тиску напрямі. У цьому разі зерна розростаються, видовжуються і зумовлюють появу в ізотропній породі певної текстури – паралельної орієнтованості видовжених зерен і стилолітів. Головна частина кожного уламкового зерна залишається первинною, неперекристалізованою. Про це свідчить їхня незалікована тріщинуватість, різнохарактерні вклучення і різнопланове хвилясте загасання – наслідок тектонічних напружень і деформацій у материнських породах, товщах і масивах. Однак великі напруження в цих пісковиках призводять до катаклазу деяких зерен кварцу, розпаду його на агрегат дрібних кристаликів, розташованих оптично в шаховому порядку – так званий шаховий кварц, результат грануляції і бластезу. Отже, кварцові пісковики зовнішньо описані як кварцити, наприклад, протерозойські малинові шокшинські (західний берег Онезького озера), у шліфі виявляються лише *кварцитоподібними*.

Карбонатні породи, які набули метаморфічних рис ще на підстаді глибинного катагенезу (Диагенез..., 1971; Б. Полонская и др., 1975), перекристалізуються знову і перетворюються в більш крупнокристалічні мармури. *Кременеві породи* внаслідок перекристалізації стають кварцитами, звичайно мікрокварцитами, які зберігають зовнішні риси і текстуру первинних порід. Тому їх називають яшмаами, фтанітами або яшмокварцитами, фтанітокварцитами, силіцитокварцитами.

Рідкі й газоподібні вуглеводні практично “виклинюють”, а тверді, що втратили більшу частину летких компонентів у катагенезі, віддають останню частину, що залишилась, і перетворюються в пісне вугілля

(С – 90 %), напівантрацити й антрацити, які вміщують не менше 95 % вуглецю і менше 5 % суми О і Н. Три вихідні за первинною рослинною речовиною типи вугілля – гумусове, сапропелеве і ліптобіолітове – зближаються і стають на цій стадії мало розрізненими. Це й зрозуміло – усі вони перетворюються майже в чистий вуглець – семиграфіт, а потім, на стадії метаморфізму, і в графіт з вмістом С 100 %.

Отже, *результат метагенезу – строката за ступенем зміни товща*: у ній чергуються метаморфічні (глинисті сланці, мармури) і лише метаморфізовані (пісковики) осадові породи.

8.4. Гіпергенез

Гіпергенну стадію, яка завершує регресивний катагенез, можна розділити на *три етапи*. Гіпергенез починається з глибинного “звітрювання”, пов’язаного з впливом на осадові породи поверхневих агентів, зокрема, кисню, розчиненого у підземних водах. Цей етап називають *прихованим гіпергенезом (криптогіпергенезом)*. Він відбувається переважно в *анаеробних умовах* і поєднується з регресивним катагенезом. З наближенням порід до земної поверхні починається етап *явного гіпергенезу, який проходить в аеробних умовах*. Третій, і кінцевий, етап *звітрювання* настає на поверхні землі.

Гіпергенез осадових порід відбувається інакше, ніж звітрювання магматичних і метаморфічних порід, що визначене різницею мінерального складу, будови і фізичних властивостей порід. Поряд з хімічними процесами для осадових порід дуже важливу роль відіграє *відновлення*.

Відновне середовище виникає внаслідок розкладання органічної речовини, життєдіяльності організмів, застійного режиму ґрунтових вод або окислення нафти, яка просочується до поверхні. Найбільш енергійні відновники – *вуглець, водень, сірководень*. Відновні реакції в зоні гіпергенезу нерідко супроводжуються утворенням *різноманітних сульфідів*, іноді нагромадженням *сірки*.

Процеси розчинення хемо-, біохемогенних та біогенних порід супроводжуються винесенням продуктів реакцій. У підсумку формуються *пори, каверни, великі порожнини, карстові лійки, печери*, а винесені компоненти можуть бути перевідкладені в підстильних відкладах (як, наприклад, у разі формування вторинних фосфоритів). Дуже своєрідно відбуваються процеси регресивного катагенезу в областях *соляно-купольних структур*, з якими часто пов’язані скупчення вуглеводнів. У процесі розвитку таких структур у зону дії поверхневих вод потрапля-

ють сульфатні й хлоридні породи та формуються *гіпсові “капелюхи”* і розвиваються брекчії через збільшення об’єму сульфатних порід на 65 % завдяки гідратації ангідриту, переходу його в гіпс і винесенню розчинних солей. Під час руйнування соляно-купольних структур і проникнення вуглеводнів у гіпсовий “капелюх” по сульфатах активно розвиваються метасоматичні скупчення *самородної сірки і целестину*. У випадку наявності в первинних солях розсіяного бору завдяки збагаченню знову утворених осадів може відбуватися перерозподіл бору й утворення скупчень *борних мінералів*. У зоні гіпергенезу соляних порід можуть формуватися родовища *озокериту* в разі міграції в кепрок важких вуглеводнів. З куполами пов’язана також *флюоритова мінералізація*.

Процеси окиснення глибоко заторкують органічну речовину, яка міститься в осадових породах: нафту, бітумоїди, розсіяну органічну речовину, кам’яне вугілля. Кінцевий продукт таких реакцій – CO₂ і нерідко вода, у цьому разі виділяється значна кількість тепла.

Органічні сполуки нестійкі в умовах окиснювального, відновлювального і гідролітичного середовищ. Під час регресивного катагенезу у викопному вугіллі дуже ефективно відбуваються окисні процеси. Наявність у вугіллі розсіяних сульфідів, азотистих сполук, мацералів типу фюзену має суттєве значення для активного окиснення і подальшого samozagorannya. Саме кам’яне вугілля має властивість адсорбувати кисень повітря. Екзотермічний характер процесу призводить до поступового нагромадження у пласті вугілля тепла, що без охолодження спричиняє його samozagorannya, ознакою якого поряд з підвищеною температурою (80–100 °С) можна вважати появу помітного запаху ароматичних вуглеводнів – продуктів сухої перегонки кам’яного вугілля. Максимальні температури у вогнищах горіння вугілля досягають 900–1100 °С.

Термічні аномалії можуть бути також пов’язані із *зонами окиснення сульфідів або сульфідів з бітумами*. У вогнищах окиснення навіть на невеликих глибинах температури можуть досягати 300–400 °С. На ділянках контакту кисневих вод із сульфідними скупченнями утворюються сірчаноокислі розчини з рН = 1–2. Наслідки сірчаноокислотного вилуговування повною мірою порівнюють з гідротермальною переробкою порід, зіставні їхні енергетичні ефекти, хоча в одному випадку джерело енергії – хімічне (енергія окиснення), в іншому – тепло гідротерм. За межами вогнища окиснення сульфідів відбувається поступова або різка нейтралізація сірчаноокислотних розчинів, яку фіксують за своєрідним мінералоутворенням. Якщо в породах довкола вогнища окиснення нема карбонатів, то для зони цементації характерне окременіння,

алунітизація та озалізнення. У слабкокарбонатних породах алюміній фіксують у вигляді давсоніту. У карбонатних породах індикатором сірчаноокислотного впливу на породи слугують виходи мінеральних вод.

У гіпергенних умовах під впливом кисню внаслідок випаровування легких фракцій нафти виникають кори, збагачені асфальто-смолистами компонентами. Звітрювання в глибших частинах зони гіпергенезу відбувається в анаеробних умовах і окиснювальним агентом є не вільний кисень, а кисневмісні сполуки, що призводить до утворення *асфальтів*. Подальший розвиток процесу супроводжується зростанням кількості вторинних гумінових кислот. Особливе місце посідає бактеріальне звітрювання бітумів переважно метанового складу в поверхневих умовах. Унаслідок життєдіяльності бактерій, які живляться метановими вуглеводнями, виникають водно-розчинні утворення – *альгерити*.

Контрольні питання

1. Предмет, цілі і завдання літології.
2. Головне завдання сучасної літології.
3. Наукове і практичне значення літології.
4. Коротко про історичне виникнення та розвиток літології.
5. Визначення осадової породи.
6. Порівняння осадових порід з магматичними і метаморфічними.
7. Зона осадоутворення.
8. Стратисфера.
9. Основні етапи утворення осадових порід.
10. Осадова гірська порода та її основні складові частини.
11. Класифікація генетичних типів компонентів осадових порід.
12. Характеристика основних компонентів осадових порід (новоутворені гіпергенні, реліктові уламкові, біогенні, седиментогенні, хімічні, вулканічні, діа-, ката-, метагенічні).
13. Визначення структури і текстури осадових порід.
14. Характеристика структур осадових порід і їхня класифікація.
15. Характеристика текстур осадових порід і їхня класифікація.
16. Поруватість і укладка осадових порід.
17. Найважливіші текстури осадових порід.
18. Поняття про типи літогенезу.
19. Загальна характеристика гумідного літогенезу.
20. Рудоутворення в гумідному літогенезі.
21. Нівальний літогенез.

22. Аридний літогенез.
23. Найважливіші особливості вулканогенно-осадового літогенезу.
24. Океанічний літогенез.
25. Гідротермально-осадовий літогенез.
26. Загальна характеристика етапів літогенезу.
27. Діагенез і різниця між осадом і осадовою породою.
28. Катагенез осадових порід.
29. Метагенез і межа між осадовими та метаморфічними породами.
30. Періодичність осадоутворення.
31. Еволюція осадоагромадження.

Частина 2. ОСАДОВІ ГІРСЬКІ ПОРОДИ

9. Класифікація і характеристика головних типів осадових гірських порід

Упродовж ХХ ст. багато дослідників намагалося скласти класифікацію осадових гірських порід. З'явилися десятки класифікацій на підставі різних класифікаційних ознак (В. Батурін, 1932; Ф. Левінсон-Лессінг, 1933; А. Заварицький, 1932, 1954; Г. Теодорович, 1948–1958; В. Лучицький, 1949; Л. Рухін, 1953; М. Швецов, 1958; М. Страхов, 1960; М. Логвиненко, 1967; В. Фролов, 1987, 1992; Ю. Казанський, А. Белоусов та ін., 1986, 1987; Н. Верзілін, В. Шванов, В. Драгунов, 1988; А. Гребо, 1904; Р. Фолк, 1957, 1974; Ф. Петтіджон, 1981 та ін.). Однак досі нема єдиної загальноприйнятої класифікації осадових порід. Це пов'язано з багатогранністю процесів, які беруть участь в утворенні цих порід. Більшість із запропонованих класифікацій не набула поширення через складність практичного застосування.

Класифікації осадових порід за визначеністю і масштабами можна розділити на загальні й допоміжні, цільові. Загальна класифікація охоплює всі осадові породи, вони об'єднані в класи і підкласи на засадах речовинного складу, генезису і деяких інших ознак. Допоміжні класифікації складені стосовно класу породи. Вони призначені для визначення точного положення породи всередині класу або підкласу. Такі класифікації ґрунтуються на ознаках, характерних для конкретного класу. Наприклад, для уламкових порід головні класифікаційні ознаки – структура уламкової частини та кількісне співвідношення між складовими частинами. Для карбонатних порід провідною ознакою класифікації є хіміко-мінералогічний склад і структура.

Однією з перших спроб класифікувати осадові породи була синоптична таблиця осадових гірських порід Ф. Левінсон-Лессінга (1933). У ній всі осадові породи розділено на три великі групи: протогенні (первинні), уламкові (вторинні) і регенеровані (третинні); пірокластичні породи зачислено до магматичних утворень. Ця класифікація має багато суттєвих недоліків і не набула застосування, як і класифікація В. Батуріна (1932), за основу якої взято фази вихідної матерії, що бере участь у формуванні осадових порід.

Близька до неї, однак чіткіша за принципом класифікація Л. Пустовалова (1938). У ній породи розділено на чотири групи за їхнім відношенням до процесів осадової диференціації: А. Продукти (чисті типи) механічної осадової диференціації; Б. Продукти (чисті типи) хімічної осадової диференціації; В. Змішані продукти (змішані типи) як хімічної, так і механічної осадової диференціації; Г. Продукти епігенезу.

У кожній групі виділено підтипи порід за різними ознаками. Для продуктів механічної диференціації головною ознакою є структура, для продуктів хімічної диференціації – хіміко-мінералогічний склад, для змішаних порід – перша або друга ознака залежно від переважання в породі продуктів механічної чи хімічної диференціації.

Класифікацію Л. Пустовалова застосовували досить тривалий час. Низку термінів з цієї класифікації вживають і досі.

З інших класифікацій назвемо працю Ф. Петтіджона (1957), побудовану за тектонічним принципом формування порід у різних тектонічних умовах. Вона також не набула значного поширення внаслідок складності й громіздкості.

В. Лучицький (1948) розділив осадові породи за генезисом на уламкові, хімічні й органічні, а Л. Рухін (1953), М. Швецов (1958) та інші виділяють уламкові, глинисті й хемобіогенні осадові породи. Подальше розділення в межах цих великих груп виконують за речовинним і мінеральним складом. Наприклад, у групі хемобіогенних порід виділено глиноземисті, залізисті, манганові, фосфатні, кременисті й інші породи. Залізисті породи далі розділяють на окисні й гідроокисні, карбонатні, силікатні і породи змішаного складу. В деяких випадках використовують умови залягання (пластові й конкреційні тіла, для кременистих, фосфатних та інших порід) і текстурно-структурні особливості. Уламкові породи розділяють за розміром частинок на грубоуламкові, піщані, алевритові тощо.

Цей метод класифікації є найбільше поширеним і загальноприйнятним, хоча й він не позбавлений суттєвих недоліків, зокрема, немає єдиного класифікаційного принципу, а також нерівноцінність виділених типів і підтипів порід.

У США популярні класифікації П. Криніна (1948) та Р. Фолка (університет Остіна, Техас). Загальна класифікація осадових порід побудована на переважанні компонентів трьох груп, за якими виділяють три головні групи порід тієї ж назви (Р. Фолк, 1974): 1) теригенні (уламкові, глинисті, іноді карбонатні й кременеві кластоліти); 2) алохімічні – ті, що виникли в басейні седиментації, проте не внаслідок нормального хімічного сідання, а складнішими способами біогенно й агрегуванням: черепашкові, оолітові, уламкові басейнові та біодетритові вапняки; 3) хімічні. Ця класифікація, в основі генетична, має загальний недолік – розрив єдиних груп порід, а також спонукає дослідників робити довільні визначення положення досліджуваних порід. Це, однак, не означає, що генетичні ідеї Р. Фолка не потрібно враховувати в класифікаціях.

Класифікація Г. Теодоровича (1948, 1950, 1956, 1958) найдетальніша, однак така ж еклектична, як і інші. Виділено найбільші три ряди: 1) механічні, або уламкові; 2) біохімічні; 3) змішані й полігенні. Уламкові породи правильно виділяють усі літологи, проте другий і третій ряди – генетичні й багато в чому суб'єктивні, куди зачисляють усі незрозумілі за генезисом породи. Критерієм позитивної якості є розміщення разом порід одного складу і недопущення розриву єдиного цілого. Класифікація Г. Теодоровича не витримує цих критеріїв: глини є в усіх трьох групах, пісковики – у двох, карбонатні породи – у двох, а, по суті, у трьох рядах тощо. За невитриманістю принципу й еклектичністю ця класифікація перевищує класифікацію М. Швецова.

Багато десятиріч радянські геологи і літологи користувалися класифікацією М. Швецова (1958), яка замінила класифікацію В. Лучицького (1949). Критикуючи В. Лучицького, що розділив усі осадові породи на уламкові, органогенні й хемогенні, М. Швецов, як недолік, виділяв те, що вапняки – петрографічно єдина група порід – виявилися розірваними і розміщеними в усіх трьох групах. Однак це не зовсім правильно, вапняки справді полігенні (як і більшість осадових порід), і тому в генетичних класифікаціях вони не можуть не бути розчленованими. Це лише доводить, що генетичні класифікації не можуть замінити петрографічні, що ґрунтуються не на генезисі, а на складі і структурі. М. Швецов (1938, 1958, 1961, 1964) пішов далі, переборюючи генетичну ознаку, хоча і не відмовився від неї повністю (табл. 9.1). Усі осадові породи він розділив на три групи: 1) уламкові, 2) глинисті, 3) хімічні й біохімічні. Незважаючи на генетичну назву, першу групу виділено об'єктивно, оскільки ґрунтується на структурі – морфологічно вираженій, об'єктивній ознаці. Тому в терміні “уламкові” можна вбачати не лише генезис, а й “структуру”. Глинисті породи прямо названі за мінеральним складом. Лише назва третьої групи алогічна: вона ге-

нетична. Значний відхід від генетичного принципу простежується і в розподілі уламкових порід, у яких поряд зі звичайними екзогенними, автор правильно розмістив і зовсім інші за походженням пірокластичні, тобто вулканічні породи.

Таблиця 9.1

Класифікація осадових порід, за М. Швецовим, 1958

Групи порід	Підгрупи і родини
Уламкові	Нормально-осадові, пірокластичні (ефузивно-осадові)
Глинисті	
Хімічні і біохімічні	Глиноземисті (аліти) Залізисті (ферити) Манганові (манганоліти) Кременисті (силіцити) Карбонатні Фосфатні Сульфатні Галоїдні Органічні (каустобіоліти)

А. Султанов (1985) розробив класифікацію осадових порід на підставі класифікації М. Швецова. Більш логічну й очищену від генетичної ознаки петрографічну класифікацію створив М. Логвиненко (1974, 1984), розділивши осадові породи за мінеральним складом і частково за структурою на десять груп: 1) уламкові, 2) глинисті, 3) глиноземисті, 4) залізисті, 5) манганові, 6) фосфатні, 7) кременисті, 8) карбонатні, 9) солі, 10) каустобіоліти. Тут частково повторена менш повна класифікація М. Страхова (1957). Генетичний елемент залишився за межами класифікації.

У разі класифікації будь-яких природних об'єктів і явищ треба, звичайно, намагатися використовувати генетичний принцип. Однак більша частина гірських порід є полігенетичними утворами, унаслідок чого дуже важко створити струнку генетичну класифікацію. М. Логвиненко (1967) склав таблицю (табл. 9.2), у якій наведено склад та походження різноманітних осадових порід. Як бачимо з табл. 9.2, лише три групи порід – уламкові, солі й каустобіоліти – утворюються одним яким-небудь способом. Усі ж інші виникають у різноманітних процесах, тобто є полігенетичними. Тому незручною є суто генетична класифікація з виділенням дуже великих груп, таких як хемобіогенні, у яких поєднані такі малосумісні утворення, як боксити і солі, вапняки та вугілля. Настільки ж недоцільно зачисляти вапняки до органогенних осадових порід, не враховуючи, що вони можуть мати найрізноманітніше походження. Тому значно ліпше виглядатиме класифікація, якщо за її

основу взяти речовинний склад. Однак і в цьому випадку не вдається охопити всю різноманітність порід, бо з такої класифікації випадають уламкові породи, і не можна чітко класифікувати солі.

Т а б л и ц я 9.2

Склад осадових порід, за М. Логвиненком, 1967

Генезис	Уламкові	Глини	Al	Fe	Mn	Si	P	RCO ₃	Солі	Каустобіоліти
Уламковий	+	+	+	+		+		+		
Хімічний		+	+	+	+		+	+	+	
Хемобіогенний (бактеріальний)				+	+	+	+	+		
Біогенний						+	+	+		+

Примітка. “+” – характерні ознаки для цього типу порід.

Оскільки поки що не створено єдиної генетичної або хіміко-генетичної класифікації осадових порід, то доцільно прийняти за основу класифікації генезис і речовинний склад одночасно. У цьому разі не треба виділяти великих генетичних груп чи відділів, як це робили раніше, а ширше застосувати генетичні ознаки в широкому і вузькому розумінні аж до врахування умов осадоагромадження (М. Логвиненко, 1967). Генетичні ознаки потрібно поєднувати з розділенням за мінеральним складом, а там, де доцільно, враховувати текстурно-структурні особливості осадових порід. І не треба, класифікуючи ці породи, заради одноманітності чи стрункості віддавати перевагу якій-небудь одній ознаці.

Найбільше зазначеним вимогам відповідає класифікація осадових порід, розроблена М. Страховим (1960) на засадах учення про літогенез з доповненнями М. Логвиненка. У ній за речовинним складом і генезисом виділені: 1) уламкові, 2) глинисті (алюмосилікатні і силікатні), 3) глиноземисті (алітні), 4) залізисті, 5) манганові, 6) фосфатні, 7) кременисті, 8) карбонатні осадові породи, 9) солі, 10) каустобіоліти.

Кожна осадова порода складається з уламкових (алотигенних і аутигенних), хемобіогенних і біогенних компонентів у різних співвідношеннях. І лише порівняно рідкісні породи складаються з одного компонента.

В. Фролов уперше 1974 р., а вдруге 1987 р. опублікував нову петрографічну класифікацію, яка спочатку не отримала підтримки серед провідних літологів. Однак практично одночасно і незалежно у Москві, Новосибірську (Ю. Казанський, А. Белоусов та ін., 1986, 1987) і Ленінграді (Н. Верзилін, В. Шванов і В. Драгунов, 1988) опубліковано подібні в принципі петрографічні класифікації осадових порід.

Класифікації осадових порід розвиваються в напрямі розділення петрографічних і генетичних класифікацій, які будують на різних за-

садах і використовують для різних цілей. Петрографічні класифікації щораз більше об'єктивізують, очищають від генетичного елемента. Особливо чітко це виявилось у М. Логвиненка (1984), який нагадав про полігенетичність більшості осадових порід. Однак необхідно було побудувати класифікації повністю на суто логічних засадах.

Варіанти таких класифікацій запропонував В. Фролов (1974, 1984, 1987). Основні групи осадових порід він виділив лише за одною ознакою, а власне – за вмістом мінералів-породоутворювачів у кількості понад 50 % маси породи. Це забезпечує повне охоплення порід. Виділено одинадцять груп осадових порід.

У головному ряду осадових порід – лише формаційствірні або ті з них, які хоч і не утворюють самостійних формацій, однак бувають суттєвими рудними елементами. Усіх їх визначають однаково і чітко, наприклад, карбонатними називають породи, більше ніж на половину складені карбонатними мінералами, глинисті – глинистими мінералами і т. д. Групи порід названо іменем мінералів або елементів: фероліти або феритоліти – залізні породи, аліти – алюмінієві, манганоліти – манганові і т. д.

Лише одна група порід – уламкові – вибиваються із загального стрункого ряду. Їхня назва звучить генетично, проте в ній головне – морфологічний, структурний зміст, що робить і цю групу петрографічним, об'єктивним поняттям. Проте все одно вона алогічна щодо інших груп порід, і це призводить до перекриття в класифікації: термін “уламкові”, або “кластичні”, поширюється і на більшу частину глин, на багато які вапняки та інші породи, виділені за мінеральним складом. Якщо вилучити всі уламкові породи, які за переважним мінеральним складом можна зачислити до всіх інших порід, то в групі уламкових порід вузького розуміння залишаться лише породи кварц-силікатного складу. Тоді уламкові породи можна визначити як осадові породи з уламковою структурою і кварц-силікатним складом, за винятком тонкодисперсних глинистих порід.

Якщо виділення одинадцяти груп осадових порід практично можна вважати загальноприйнятим, то групують їх по-різному. Розташування їх у радянських класифікаціях звичайно таке ж, як у М. Швецова (1958 та ін.) або М. Логвиненка (1967, 1974, 1984 та ін.), тобто ряд починають уламковими, потім йдуть глинисті, а далі – глиноземисті й т. д.

Отже, загальна класифікація осадових порід у першому варіанті така (В. Фролов, 1987).

I. Окисні

1. Акваліти, або водні породи.
2. Силіциди, або кременеві породи.

3. Манганоліти, або манганові породи.
4. Феритоліти (фероліти), або залізні породи.
5. Аліти, або алюмінієві породи (боксити).

II. Сольові

6. Евапорити, або власне солі.
7. Карбонатоліти, або карбонатні породи.
8. Фосфорити, або фосфатні породи.

III. Органічні

9. Каустобіоліти, або органічні породи.

IV. Силікатні

10. Глини, або глиняні (глинисті) породи.
11. Кластоліти, або уламкові кварц-силікатні породи.

Цей ряд осадових порід, що ґрунтується на хімічному характері мінералів і відображає тенденцію до їхнього ускладнення, відповідає одному з фундаментальних законів осадового породоутворення: *від первинних до вторинних*. Одночасно це відповідає головному пізнавальному принципу – *від простого до складного*, і принципам дидактики, особливо цілям викладання. Крім того, у ряді простежується зменшення хімічної рухливості від перших номерів (порід) до останніх. Додатковий важливий критерій – парагенетична близькість, тобто частота сумішей сусідніх складів. Хоча можливі майже всі суміші (за винятком практично сумішей евапоритів з каустобіолітами, особливо з вугіллям, рудами Mn, Fe, Al), найчастіше трапляються суміші глин з кластолітами, карбонатними, кременевими й органічними породами, а також менш часто з фосфоритами, рудами Al, Fe, іноді Mn. Уламкові компоненти примішуються майже до всіх порід, проте, окрім глин, вони частіше бувають у фосфоритах, деяких типах руд Fe, Al, Mn, карбонатолітів і аквалітів. Карбонатна речовина змішується з глинистим, фосфоритовим, кременевим, евапоритовим і рідше з іншими типами. Каустобіоліти змішуються практично лише з глинами, рідше – з кластолітами, фосфоритами і силіцитами. Фосфорити найчастіше змішуються з кременями, карбонатами, глинами, пісковиками і ще рідше (і віддалено) – з евапоритами. Силіцити змішуються з карбонатними, мангановими, залізними й алюмінієвими рудами, фосфоритами, глинами і кластолітами. Одні типи залізних руд змішуються з алюмінієвими (латерити, боксити), інші – з мангановими (залізо-манганові конкреції та ін.), ще інші – з силіцитами (джеспіліти).

Багатогранність зв'язків речовини осадових порід утруднює розташування їх в один ряд, потребує об'ємного зображення і припускає інші послідовності для перших восьми груп. Наприклад, якщо більше орієнтуватись на геологічну ознаку, а власне – на частоту парагене-

тичних асоціацій і на зменшення геохімічної рухливості (у загальному вигляді), то розташування перших восьми груп буде дещо іншим:

- | | |
|------------------|------------------|
| 1) акваліти | 7) фероліти |
| 2) евапорити | 8) аліти |
| 3) карбонатоліти | 9) каустобіоліти |
| 4) фосфорити | 10) глини |
| 5) силіцити | 11) кластоліти. |
| 6) манганоліти | |

Цей варіант класифікації більше відображає генетичну близькість і частоту парагенетичних асоціацій, ніж перший, і загалом відтворює перехід від більш однорідних і рівноважних (до середовища утворення) до щораз більше неоднорідних, змішаних, нерівноважних і малорухомих природних утворень. У першій схемі парагенетичний аспект виражений у досить загальній формі, проте весь ряд виявляється стрункішим і логічним, що є результатом послідовного застосування системної ознаки (мінерального складу) не лише в разі виділення, а й у ході розташування за нею виділених порід.

Важливе значення в описі гірських порід, зокрема осадових, мають питання їхньої номенклатури. Якщо ознайомитись із широкою літологічною літературою, то можна побачити, що в номенклатурі (назвах) осадових порід є значна плутанина і волюнтаризм через те, що однакові породи мають іноді дві, а то й три назви, є багато старих нераціональних назв, які вживають за звичкою. Деякі автори вводять свою номенклатуру для всіх порід (так зробив, до речі, Л. Пустовалов), яка ніколи не входить до вжитку, проте засмічує наукову мову.

Питанням номенклатури осадових порід значну увагу приділив М. Швецов (1954, 1958). Він уважав, що в разі вживання термінів треба керуватись такими принципами:

1) користуватись старими термінами, навіть якщо вони нераціональні, невдалі або їх уживають тепер не в тому розумінні, у якому їх запропонували автори (наприклад, "діагенез"), у тому разі, якщо вони ввійшли до широкого вжитку і не призводять до непорозумінь, не пропонуючи без крайньої необхідності нових термінів;

2) уводити нові терміни, якщо для визначення породи чи явища, яке треба виділити, немає терміна, а також у тому випадку, коли старі терміни внаслідок плутанини в разі вживання призводять до невиправних непорозумінь;

3) у разі створення нових термінів не користуватись словами сучасних іноземних мов, а лише російськими або греко-латинськими.

Сьогодні за складом і генезисом осадові породи поділяють на такі групи: уламкові, глинисті, глиноземисті, залізисті, манганові, фосфатні,

кременисті, карбонатні, солі, каустобіоліти (М. Страхов, 1957; М. Логвиненко, 1974).

Для кожної групи порід є своя схема дослідження і свій набір методів.

Уламкові породи

I. Галечники, конгломерати, брекчії

- 1) розсортування за розмірами і підрахунок;
- 2) розсортування за складом і підрахунок;
- 3) визначення форм гальок;
- 4) визначення складу гальок, щебеню і цементу в шліфах.

II. Піски, пісковики, алеволіти

- 1) визначення мінерального складу зерен і цементу в шліфах та імерсії;
- 2) гранулометричний аналіз;
- 3) розділення у важких рідинах і електромагнітом;
- 4) хімічний і спектральний аналізи.

Глинисті породи

- 1) наближене визначення мінерального складу крапельним і хроматичним методами;
- 2) вивчення в шліфах та імерсії;
- 3) гранулометричний аналіз;
- 4) рентгеноструктурний аналіз;
- 5) термічний аналіз;
- 6) хімічний і спектральний аналізи;
- 7) електронна мікроскопія та ІЧС.

Глиноземисті, залізисті й манганові породи

- 1) вивчення текстур у штуфах і пришліфовках;
- 2) вивчення структур і мінерального складу в шліфах та імерсії;
- 3) рентгеноструктурний аналіз;
- 4) термічний аналіз;
- 5) хімічний і спектральний аналізи;
- 6) електронна мікроскопія.

Фосфатні породи

- 1) вивчення текстур і структур у шліфах і пришліфовках;
- 2) визначення мінерального складу в шліфах та імерсії;
- 3) рентгеноструктурний аналіз;
- 4) хімічний і спектральний аналізи;
- 5) термічний аналіз;
- 6) електронна мікроскопія.

Кременисті породи

- 1) вивчення текстур і структур у пришліфовках і шліфах;
- 2) визначення мінерального складу в шліфах та імерсії;
- 3) хімічний і спектральний аналізи;
- 4) електронна мікроскопія.

Карбонатні породи

- 1) вивчення текстур і структур у пришліфовках і шліфах;
- 2) визначення мінерального складу в шліфах та імерсії (із застосуванням реакцій забарвлення);
- 3) хімічний і спектральний аналізи;
- 4) рентгеноструктурний аналіз;
- 5) термічний аналіз;
- 6) електронна мікроскопія.

Солі

- 1) визначення текстур і структур у пришліфовках і шліфах;
- 2) визначення мінерального складу в шліфах та імерсії (у тому числі й у краплі води);
- 3) хімічний і спектральний аналізи;
- 4) рентгеноструктурний аналіз;
- 5) термічний аналіз;
- 6) електронна мікроскопія.

Викопне вугілля і горючі сланці (каустобіоліти)

- 1) вивчення в шліфах і аншліфах;
- 2) хімічний аналіз;
- 3) термічний аналіз;
- 4) технологічні випробування.

10. Уламкові породи

10.1. Класифікація уламкових порід

До уламкових належать породи, які вміщують понад 50 % уламкових частинок гірських порід і мінералів різного розміру, що виникли переважно внаслідок механічного руйнування магматичних, осадових і метаморфічних порід. Фізичне руйнування материнських порід і механічний перерозподіл утворених під час цього уламкових продуктів є головним процесом, який визначає найбільш характерні риси уламкових порід. Однак у ході формування уламкових порід можливий прояв інших процесів: пряме хімічне осадження речовин зі справжніх або колоїдних розчинів; вилучення речовин, розчинених у воді, за допомогою організмів; нагромадження продуктів вулканічних вивержень. Дія цих чинників приводить до появи в уламкових породах різних домішок і цементу.

Особливості умов формування приводять до появи в уламкових породах *двох генетично різних компонентів*: 1) уламкових, або алотигенних, мінералів, які є основою уламкових порід, 2) аутигенних мінералів, які наявні в уламкових породах як цемент або окремі новоутворення. Критерієм належності утворень, що виникли, до уламкових слугує *перевага в них алотигенних компонентів* – уламків давніших порід і мінералів, які виникли внаслідок звітрювання материнських порід і зазнали перенесення і відкладення.

На противагу більшості осадових утворень, які формуються в порівняно вузькому діапазоні динамічних, кліматичних і тектонічних обстановок, уламкові породи утворюються майже всюди. Важко назвати таку географічну область або таку геологічну епоху, у якій би не відбувалось формування уламкових відкладів. У ході геологічної історії

Землі роль уламкових порід зростає, що, очевидно, пов'язане з посиленням процесів фізичного звітрювання, зумовленого зміною складу атмосфери і гідросфери, посиленням контрастності тектонічних рухів та іншими чинниками.

В. Попов (1956) виділив чотири ландшафтно-динамічні області формування уламкових відкладів: *вододільно-схилову*, для якої характерне слабке виявлення процесів механічної диференціації уламкового матеріалу; *наземно-рівнинну*, яка відповідає разом з першою континентальному осадоагромадженню; *підводно-рівнинну*, де відбувається дія коливальних рухів води і морських течій, і порівняно *глибоководну*, віддалену від берега частину басейнів, де панує слабкорухоме середовище утворення, порушуване морськими течіями і діяльністю каламутних потоків. Третя і четверта області відповідають морському, точніше, басейновому нагромадженню.

З уламковими породами прямо і непрямо пов'язані майже *всі типи осадових корисних копалин*. Вони мають низку властивостей, що дають змогу широко використовувати їх у скляній та керамічній промисловості, як формувальний матеріал, абразиви, вогнетриви, кислототриви і в будівництві. Уламкові породи є носіями промислових розсипищ золота, платини, алмазів, каситериту, вольфраміту, шеєліту, магнетиту, циркону та ін. Вони слугують вмісними породами для низки елементів, які утворюють великі родовища інфільтраційного і біохемогенного походження: міді, ванадію, урану, фосфоритів і глауконіту. Уламкові породи є колекторами нафти і газу. І нарешті, з ними пов'язані вогнетривкі глини і боксити, манганові й залізні руди.

За основу класифікації уламкових порід узято розмір уламків, оскільки розміром визначені всі інші їхні властивості: петрографічний склад уламків, здатність їх до обкатування, фізичні властивості й інші ознаки (табл. 10.1).

У класифікаціях уламкових порід є дві системи поділу частинок за крупністю. Одна з них, прийнята в десятичних класифікаціях, полягає у виділенні серед уламкових порід підрозділів, кінцеві розміри уламків яких у 10 разів перевищують один одного. За основу в цьому разі частіше вибирають числа 1, 2 або 5 (останнє в західноєвропейських класифікаціях). Згідно з цією класифікацією, межею грубоуламкових порід є значення понад 1 мм, піщаних – 1,0–0,1 мм, алевритових – 0,1–0,01 мм (табл. 10.2).

Т а б л и ц я 10.1

Гранулометрична класифікація уламкових порід, за В. Т. Фроловим, 1964

Діаметр, см	Породи			
	пухкі		зцементовані	
	обкатані	кутуваті	обкатані	кутуваті
>20	Валуни	Брили	Конгломерат валунний	Брекчія брилова
20–10	Галька крупна	Щебінь крупний	Конгломерат крупногальковий	Брекчія крупна
10–5	Галька середня	Щебінь середній	Конгломерат середньогальковий	Брекчія середня
5–1	Галька дрібна	Щебінь дрібний	Конгломерат дрібногальковий	Брекчія дрібна
1,0–0,5	Гравій крупний	Жорства крупна	Гравеліт крупнозернистий	Жорств'яник крупнозернистий
0,5–0,2	Гравій дрібний	Жорства дрібна	Гравеліт дрібнозернистий	Жорств'яник дрібнозернистий
Середньо-дрібноуламкові (піщані та алевритові)				
2–1	Пісок грубозернистий		Пісковик грубозернистий	
1,0–0,5	Пісок крупнозернистий		Пісковик крупнозернистий	
0,5–0,25	Пісок середньозернистий		Пісковик середньозернистий	
0,25–0,1	Пісок дрібнозернистий		Пісковик дрібнозернистий	
0,1–0,05	Алеврит крупнозернистий		Алевроліт крупнозернистий	
0,05–0,01	Алеврит дрібнозернистий		Алевроліт дрібнозернистий	
<0,01	Глина (пеліт)		Аргіліт	

Т а б л и ц я 10.2

Класифікація уламкових частинок за розміром
(Схема Московського нафтового інституту)

Розмір частинок, мм	Порода	Розмір частинок, мм	Порода
>1000	Брили	1,0–0,5	Пісок крупний
1 000–500	Валуни крупні	0,5–0,25	Пісок середній
500–250	Валуни середні	0,25–0,1	Пісок дрібний
250–100	Валуни дрібні	0,1–0,05	Алеврит крупний
100–50	Галька крупна	0,05–0,025	Алеврит середній
50–25	Галька середня	0,025–0,01	Алеврит дрібний
25–10	Галька дрібна	0,01–0,001	Пеліт (глина) крупний
10–5	Гравій крупний	<0,001	Пеліт (глина) дрібний
5,0–2,5	Гравій середній		
2,5–1,0	Гравій дрібний		

У літології, інженерній геології, ґрунтознавстві та інших науках набула поширення інша класифікація, у якій виділяють такі породи з діаметром частинок, мм: грубоуламкові – понад 1, піщані – від 1–2 до 0,05, алевритові – від 0,05 до 0,005. Прийняті межі справді

відображають зміни фізичних і водних властивостей у разі переходу від одного розміру частинок до іншого (табл. 10.3).

Т а б л и ц я 10.3

Класифікація уламкових частинок за розміром

Розмір уламків, мм	Порода	Розмір уламків, мм	Порода
>1000	Брили	1–0,5	Пісок крупний
1 000–500	Валун крупний	0,5–0,25	Пісок середній
500–100	Валун дрібний	0,25–0,05	Пісок дрібний
100–50	Галька крупна	0,05–0,01	Алеврит крупний
50–10	Галька дрібна	0,01–0,005	Алеврит дрібний
10–5	Гравій крупний	0,005–0,001	Глина груба
5–1	Гравій дрібний	<0,001	Глина тонка

У ході вивчення осадових порід під час геологічного знімання, дослідження осадів морів і океанів застосовують першу класифікацію гранулометричних фракцій (див. табл. 10.2).

Надалі уламкові породи класифікують за мінеральним складом уламків. Виділяють мономіктові (мономінеральні), олігоміктові та поліміктові (полімінеральні) різновиди.

10.2. Методи дослідження уламкових порід

Основним лабораторним методом дослідження уламкових порід, особливо пісковиків та алевролітів, а також гравелітів, є їхнє вивчення та опис у шліфах. Досить великі розміри зерен дають змогу обмежуватися цим оптичним методом для визначення мінералого-петрографічного складу в більшості випадків, і тільки докладніше вивчення складу цементу потребує в деяких випадках застосування інших методів. У шліфах також можна вивчати структуру та дрібну текстуру порід.

Схема опису уламкової породи в шліфі, незважаючи на низку відмін, загалом повторює загальну схему, а також порядок макроскопічного опису:

1. Назва породи.

2. Структура: а) за співвідношенням зерен (конформно- і неконформно-зерниста); б) за розміром зерен (визначити максимальний та мінімальний розміри і назвати структуру (гравійна, псамітова, алевритова або змішана)); в) розмір фракції, що має перевагу; г) сортування зерен; д) форма зерен (гострокутна, кутаста, напівобкатана, обкатана, регенерована, кородована); е) співвідношення форми та розміру зерен.

3. *Текстура.*

4. *Мінералого-петрографічний склад уламкової частини:*

- а) *описати головні породоутворювальні компоненти і визначити тип породи за класифікацією; б) знайти й описати другорядні, акцесорні компоненти.*

5. *Цемент:*

- а) *тип і кількість цементу; б) склад і структура цементу;*
в) *поруватість.*

6. *Включення:*

- а) *мінеральні; б) органічні (або органогенні) – фауна і флора, детально описати та замалювати.*

7. *Вторинні зміни.*

8. *Інші ознаки.*

Вивчення уламкової породи у шліфах починають після загального ознайомлення з її будовою, тобто зі структурою і текстурою.

Структура, як зазначено, не вичерпується зернистістю або гранулометриєю (включає сортування) та формою зерен, а визначена також співвідношенням уламкової частини та цементом і його типом. Однак розмір зерен – головний елемент у понятті “структура” і головна класифікаційна ознака уламкових порід.

Структуру уламкової породи у шліфі можна вивчити з різним ступенем детальності. Як мінімум, можна обмежитися вивченням її макроскопічного опису: вимірюванням діаметрів найкрупніших та найдрібніших зерен і діаметрів кінцевих (граничних) зерен фракції, яка переважає; візуальним визначенням ступеня сортування, форми зерен та співвідношення форми за розміром, тобто з’ясуванням того, чи не відрізняються зерна різного розміру ліпшою обкатаністю або іншими особливостями форми. У першому пункті охоплюють весь спектр розмірів, навіть добре відсортовані породи включають декілька стандартних фракцій. Щоб назвати породу, необхідно виділити з цього спектра головну, переважну фракцію або, якщо не виділяється одна, дві сусідні стандартні фракції (а не середній діаметр M_d). Визначення вмісту переважної фракції дає змогу оцінити і ступінь сортування. В описі форми, крім визначення ступеня обкатаності (за трибальною або іншою шкалою), доцільно зазначати ступінь ізометричності або неізометричності уламків, а також їхню кородованість, що досить часто простежується в уламкових породах.

У шліфі структуру можна вивчити детальніше, особливо у пісковиках та алевролітах, тобто можна зробити гранулометричний аналіз вимірюванням підряд поперечників 300–500 зерен. Вимірювання виконують окуляром із лінійкою. На шліфах, зазвичай,

на одному, перпендикулярному до шаруватості, або ліпше, на декількох, різноорієнтованих до неї, проводять лінії, уздовж яких виконують вимірювання. Зерна, які виміряли, розділяють по фракціях. Оскільки у шліфах маємо зрізи зерен, які не завжди проходять через їхній центр, то вміст дрібних фракцій збільшуватиметься, а крупних – зменшуватиметься порівняно з даними безпосереднього гранулометричного аналізу (наприклад, ситового) або вимірювання зерен пухких порід.

Питання про співвідношення даних різних методів сьогодні ще не вирішене, хоча багато дослідників запропонувало різні поправкові коефіцієнти (Л. Рухін, 1961). Наприклад, А. Журавський з'ясував, що середній розмір піщаних зерен у шліфах приблизно на 25 % менший від справжнього. Отже, для одержання справжнього розміру необхідно визначений у шліфах розмір помножити на 1,25. У. Крумбейн для визначення справжнього середнього діаметра зерен запропонував множити середній діаметр, який видно у шліфі, приблизно на такий самий коефіцієнт – 1,27, тобто $Md = Md_{\text{видимий}} \times 1,27$. В. Шванов (1969) і М. Марков розрізняють перекручення розмірів крупних і дрібних піщаних зерен, що їх вносять зрізанням не через центр. Зокрема, третю (велику) квартиль, середній діаметр і першу квартиль, які обчислені за даними вимірювання зерен у шліфах, на їхню думку, треба множити, відповідно, на 1,12, 1,15 і 1,18 – значення, наближені до названих вище.

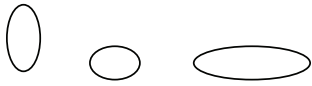



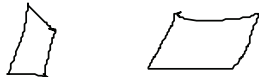
Текстура пісковиків та алевролітів у шліфах набагато частіше, ніж у взірці, *виявляється безладною*, що й доводиться зазначати в описі. Однак під час уважного розглядання шліфа часто вдається виявити ознаки і причину шаруватості – паралельне орієнтування видовжених зерен, органічних решток, конкрецій, лінзочок цементу, деякі різниці в крупності зерна.

Мінералого-петрографічний склад уламкової частини, як уже зазначено, *можна вивчити у шліфах докладно*. Усі неясні та неточні візуальні визначення складу дрібнозернистих порід перевіряють та уточнюють у шліфах. Порядок опису складу головно такий, як і в разі макроскопічного вивчення, а вміст значно зростає завдяки кристалографічним та оптичним властивостям – кольору, формі, спайності, оптичному характеру мінералу (ізотропний, анізотропний), показнику заломлення, двозаломлення, осьовості, оптичному знаку, куту та характеру загасання, видовженню, плеохроїзму, включенням тощо.

Визначення розміру зерен кожного мінералу (або уламків порід) та опис форми – обкатаності, ступеня ізометричності, габітусу, кристалографічних обрисів – допомагає в діагностиці цих компонентів і виявляє їхню різноманітність (гетерогенність). Вивчення зв'язку розміру і форми з мінералого-петрографічним складом не є, як це здається

на перший погляд, повторенням опису цих властивостей, зробленого під час характеристики структури, коли треба було ігнорувати окремі мінерали, щоб побачити їхній загальний розмір та загальний ступінь обкатаності, у яких відображені умови їхнього перенесення в єдиному потоці незалежно від складу. У цьому разі могли бути помічені й риси різномірності матеріалу, а також загальні, які не стосуються окремих мінералів або уламків порід. У випадку мономінерального складу уламків зайво повторювати опис їхнього розміру і форми, оскільки вони наведені в характеристиці структури (табл. 10.4, 10.5).

Таблиця 10.4
Форми уламкових зерен за ступенем обкатаності,
за В. Фроловим, 1964

	Добре обкатані
	Обкатані
	Напівобкатані
	Не обкатані, або кутуваті
	Гострокутні, або різкокутуваті

Таблиця 10.5
Сортування уламків, за В. Фроловим, 1964

Вміст переважної фракції стандартного об'єму, %	Ступінь сортування
Понад 70 (або 65)	Добрий
Від 70 (65) до 55 (50)	Середній
Від 55(50) до 45 (40)	Поганий
До 45 (або 40), тобто переважну фракцію практично не можна виділити	Порода несортована

Із мінералів породоутворювальними є тільки кварц, польові шпати і, менше, глауконіт, амфіболи, піроксени, слюди. Оскільки кварц визначити легко, то в його описі характеристику багатьох оптичних

властивостей пропускають, а зазначають тільки характер загасання (нормальний чи хвилястий), наявність включень, тріщинуватість та інші індивідуальні особливості. У характеристиці польових шпатів необхідно описати особливості їхньої двійникової будови та загасання, характер вторинних змін (політизація калієвих польових шпатів, серитизація кислих і соскуритизація середніх та основних плагіоклазів), за якими необхідно визначити мінерал та його номер (у плагіоклазів).

Глауконіт не є уламковим мінералом, оскільки він утворюється в басейні седиментації, хоч нерідко виявляється перемитим (перевідкладеним). Це, а також його структурне положення (він разом з іншими уламковими мінералами утворює каркас породи, щодо якого цемент є вторинним) дає підстави розглядати його разом з уламковими компонентами. Хоча діагностика глауконіту здебільшого неважка завдяки його характерній округлій, нерідко ниркоподібній формі, зеленому кольору, агрегатній будові, описувати його необхідно якомога докладніше.

Як неміцний і хімічно нестійкий мінерал, глауконіт не витримує тривалого транспортування. Ознаками перевідкладання є уламкова кутаста форма, часта окиснювальність (бура гідроокисна облямівка або бурий колір усього зерна), а також однаковий розмір з іншими уламковими компонентами. Навпаки, свіжість мінералу, його складна ниркоподібна форма, інтенсивна радіальна тріщинуватість, завдяки якій зерно розпадається на слабко зв'язані один з одним сектори, інший (частіше більший) розмір порівняно з уламковими компонентами свідчить про неперевідкладеність глауконіту. Різна інтенсивність (яскравість) зеленого кольору дає змогу якоюсь мірою судити про кількість заліза в мінералі (у темно-зелених його більше, ніж у майже безколірних) і почасти про умови утворення (Л. Горбунова). Глауконітові зерна у схрещених ніколях зазвичай не гаснуть (або мають агрегатне загасання), тому що є агрегатами дрібних (0,05–0,01 мм і дрібніше) кристаликів лускатої форми, побачити які можна за великих збільшень (об'єктив $\times 20$ або $\times 40$). У цьому разі виникають жовтуваті кольори інтерференції (перший порядок), які сильно маскуються власним зеленим забарвленням, і плеохроїзм.

Особливу увагу треба звернути на *уламки порід*, які у шліфах діагностують здебільшого добре. Їхня характеристика охоплює, крім назви, колір, форму, структуру, текстуру, склад, ступінь збереженості. Для визначення цих компонентів необхідне добре знання не тільки осадових, а й магматичних і метаморфічних порід, оскільки всі вони трапляються в уламках. У випадках малих розмірів уламків і поганої збереженості не завжди вдається діагностувати їх упевнено. Це особливо стосується

ефузивів, які бувають представлені несвіжими, сильно зміненими зернами. Характер вторинних змін сам є доброю діагностичною ознакою, яка дає змогу визначити якщо не конкретний тип породи (*андезит, базальт, ліпарит* тощо), то належність до однієї з груп – кислих, середніх та основних ефузивів.

Кислі ефузиви (ліпарити, дацити) дещо менше підпадають під зміни, які виявляються у *скременінні, серитизації і, менше, хлоритизації*. За характерним складом (наявністю кварцу у вкрапленниках та основній масі, кислими плагіоклазами, невеликим вмістом темноколірних), кольором та структурами (*фельзитової, сферолітової, вітрофірової, гіалопілітової* та ін.) частіше вдається впевнено відрізнити ці уламки від більш основних. Однак часто їх можна сплутати з уламками кременистих порід та мікрозернистих кварцитів, коли кислі ефузиви представлені уламками основної маси (без вкрапленників) фельзитової та мікрофельзитової структури.

Середні ефузиви (андезити, трахіти) відрізняються як за кольором, складом (середнім плагіоклазом, дещо більшою кількістю темноколірних, представлених частіше роговими обманками, відсутністю кварцу), так і за структурою основної маси, яка загалом ліпше розкристалізована (мікролітова, андезитова, пілотакситова, трахітова, менше – гіалопілітова структури), а також вторинними змінами: *хлоритизацією, епідотизацією та озалізненням*.

Основні ефузиви (базальти, діабазити) визначають за ще темнішим кольором, великою кількістю темноколірних мінералів (найчастіше піроксенів), основним плагіоклазом, відсутністю кварцу, більш зернистими структурами основної маси (*інтерсертальна, діабазова, долеритова*, менше – *гіалопілітова* та ін.) та вторинними змінами – *актинолітизацією, епідотизацією та хлоритизацією темноколірних та скла і сосюритизацією плагіоклазів*; вони можуть бути також озалізнені.

Уламки *інтрузивних порід* трапляються рідше, ніж ефузивних, особливо в пісковиках. Через більш крупнозернисті структури виявити їх досить легко. Те ж стосується більшості уламків *метаморфічних порід (кварцитів, амфіболітів, гнейсів, сланців та ін.)*, для яких характерні *гранобластові або лепідогранобластові структури* і специфічний склад. За розміром зерен вони варіюють від крупнозернистих до мікрозернистих. Визначення мікрозернистих утруднене, оскільки кварцити можуть бути прийняті за уламки кременистих порід і основну масу ефузивів, та навпаки, амфіболіти – за змінені ефузиви тощо. *Метаморфічні породи* поряд з ізометричними дуже часто дають видовжені зерна, витягнуті по сланцюватості. Особливо це характерно для *сланців – слюдяних, хлоритових, глинистих*.

Уламки осадових порід – аргілітів, глин, алевролітів, пісковиків, фосфоритів, вапняків, кременистих порід та інших – діагностують за особливостями структури та складу здебільшого впевнено. Одним зі складних завдань є розділення у шліфах уламків глин, аргілітів та глинистих сланців, оскільки вони всі можуть мати подібні (орієнтовані) текстури, структури (дрібнолускуваті) і склад (гідрослюдиистий). Усе ж деяке зростання в цьому ряду розкристалізованості, розміру лусок, ступеня вираженості сланцюватості разом з відповідними змінами (перекристалізацією) кварцу та інших мінералів дає деякі підстави для їхнього розділення.

Загалом уламки порід відрізняються дуже часто ліпшою обкатаністю порівняно з уламками мінералів. Акцесорні мінерали (циркон, апатит, турмалін, гранати та ін.) через малий розмір та одиничність визначають не завжди впевнено.

Цемент у шліфах можна вивчити цілком достатньо. Перш за все визначають тип цементу та його загальну кількість у породі, для чого М. Швецов запропонував таблиці, а потім – склад. Якщо цемент поліміктовий, то під час опису кожного мінералу зазначають і той тип цементу, який він утворює в складі єдиного загального типу.

Як і в макроскопічному описі, за співвідношенням з уламковою частиною виділяють базальний, заповнення пор, плівковий і контактний типи цементів, а за структурою – аморфний, колоїдальний (або колоїдальнозернистий – зерна не видно за найбільших збільшень, проте цемент загалом діє на поляризоване світло), мікрозернистий (зерна $< 0,01$ мм), дрібнозернистий (0,01–0,1 мм), середньозернистий (0,1–0,5 мм), крупнозернистий ($> 0,5$ мм); однорідний (рівнозернистий) або неоднорідний (різнозернистий); рівномірно розподілений по породі або згустками (рис. 10.1, табл. 10.6).

У шліфах чітко визначають типи цементів за орієнтуванням його зерен відносно уламків: цемент обростання, або крустифікаційний,

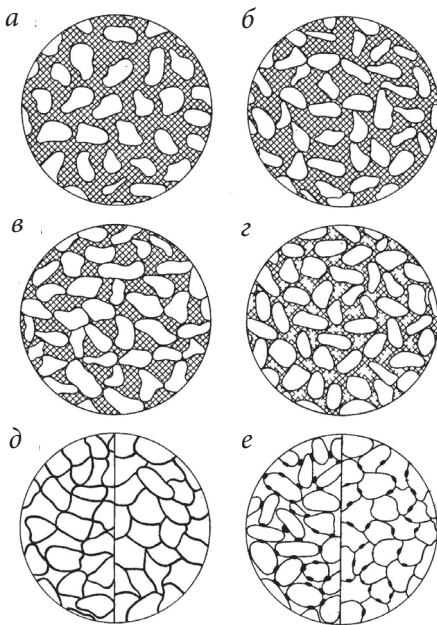


Рис. 10.1. Типи цементів уламкових порід за кількістю і розподілом у породі: а – базальний; б – відкритий поровий; в – закритий поровий; г – неповний поровий; д – контурний; е – перервний контурний.

кірковий, коли кристали цементу орієнтовані перпендикулярно до поверхні уламків та обгортають їх кіркою (*кварцовий, халцедоновий, апатитовий, кальцитовий* та ін.); *наростання, або регенерації (регенераційний)*, коли кристалічний цемент однакового складу з уламковим зерном (*кварцовий, кальцитовий, польвошпатовий* та ін.), приростаючи до нього, набуває того ж оптичного орієнтування, тобто утворює із зерном один кристал, який загасає одночасно як в уламковій, так і в цементній частині, що нароста; це забезпечує найміцнішу цементацію; *проростання, або поїклітовий*, коли кристали цементу (найчастіше кальцитового, гіпсового, баритового) за розміром перевищують уламки та охоплюють їх; нерідко у цьому випадку цемент усього поля зору загасає одночасно.

Т а б л и ц я 10.6

Структури цементів уламкових порід, за В. Фроловим, 1964

Розмір зерна, мм	Структура	Обрис породи
>1	Грубозерниста	Зерна
1,0–0,25	Крупнозерниста	Зерна добре розрізняють макроскопічно
0,25–0,1	Середньозерниста	Зерна частково розрізняють макроскопічно
0,1–0,05	Дрібнозерниста	Макроскопічно зерна звичайно не розрізняють, проте у шліфі окремі кристали видно добре
0,05–0,01	Мікрозерниста	Зерна макроскопічно не розрізняють, порода майже однорідна. У шліфі зерна частково розрізняють
0,01–0,0001	Афанітова	Макроскопічно порода однорідна, із землистим або раковистим зломом. У шліфі окремі зерна звичайно не розрізняють
<0,0001	Колоїдальна	Макроскопічно порода зовсім однорідна, так само і в шліфі
Різні	Змішана	Залежно від розміру зерен. Зовнішній вигляд змінний, неоднорідність складу звичайно помітна

У ході вивчення складу цементу у шліфах виділяють і визначають мінерали, що формують його, з'ясовують послідовність їхнього утворення і, якщо можливо, спосіб виділення (коагуляція колоїду, кристалізація з розчину, розкристалізація аморфного цементу або перекристалізація більш дрібнозернистого), а потім їх описують. Опис охоплює форми виділення і тип цементу, який формує цей мінерал, його вміст у породі, структуру, кристалографічні й оптичні властивості, взаємовідношення з іншими мінералами цементу, стадію та спосіб виділення (табл. 10.7).

Т а б л и ц я 10.7

Мінеральний склад цементів уламкових порід, за В. Швановим, 1987

Глинисті	
Карбонатні	Кальцитові, доломітові й анкеритові, сидеритові, магнезитові, родохрозитові, змішані
Кременисті	Опалові й кристобалітові, халцедонові люсатитові, кварцові, змішані
Окисно-залізисті	
Окисно-манганові	
Фосфатні	
Сульфідні	Піритові, марказитові, халькопіритові, змішані
Сульфатні	Гіпсові, ангідритові, баритові, целестинові, змішані
Цеолітові	
Польовошпатові	
Полікомпонентні	

Однак цемент часто не повністю заповнює проміжки між уламковими зернами. *Пори*, які залишилися, потрібно виявити, виміряти та визначити *загальну поруватість* породи. Оскільки у шліфі пори заповнені бальзамом, їх легко виявляти за формою (яка частіше відповідає контурам проміжку), за безколірністю, рельєфом та ізотропністю (у схрещених ніколях). Необхідно відрізнити природні пори від штучних, утворених у разі відколювання взірця, вимальовування зерен та ділянок цементу під час шліфування.

10.3. Грубоуламкові породи

До цих порід належать розсипчасті різновиди (гравій, жорства, щєбінь, галечники та ін.) і зцементовані (гравеліти, жорствити, конгломерати і брекчії). Для зцементованих характерна наявність уламків (гравій, галька, щєбінь), матеріалу, який заповнює проміжки між уламками, і цементу. Грубоуламкові породи утворюються в різних обстановках і трапляються практично у відкладах усіх ер і періодів від докембрію до четвертинного.

Грубоуламкові породи поділяють за розміром уламків і їхньою формою (табл. 10.8), а потім за складом уламків і цементу.

Таблиця 10.8

Структурна класифікація грубоуламкових порід, за М. Логвиненком, 1986

Розмір уламків, мм	Назва уламків	Назва породи			
		розсипчасті		зцементовані	
		обкатані	кутасті	обкатані	кутасті
>1 000,0	Брили	Брили	Брили необкатані	Бриловий конгломерат	Брилова брекчія
1 000–500	Валун крупний	Валунник крупний	Валунник крупний необкатаний	Валунний конгломерат крупний	Валунна брекчія крупна
500–100	Валун дрібний	Валунник дрібний	Валунник дрібний необкатаний	Валунний конгломерат дрібний	Валунна брекчія дрібна
100–50	Галька крупна	Галечники крупні	Щебінь крупний	Конгломерат крупний	Брекчія крупна
50–10	Галька дрібна	Галечники дрібні	Щебінь дрібний	Конгломерат дрібний	Брекчія дрібна
10,0–5,0	Гравій крупний	Гравійник крупний	Жорств'яник крупний	Гравеліт крупний	Жорствит крупний
5,0–1,0	Гравій дрібний	Гравійник дрібний	Жорств'яник дрібний	Гравеліт дрібний	Жорствит дрібний

Найліпше розроблену генетичну класифікацію конгломератів і брекчій запропонував Н. Вассоевич (1958) (табл. 10.9, 10.10).

Таблиця 10.9

Генетична класифікація конгломератів і конгломерато-брекчій великих водойм, за Н. Вассоевичем, 1958

<p>А. Морські</p> <p>I. Прибережні</p> <p>1. Рухомих зон прибою:</p> <p>а) завдяки абразії;</p> <p>б) перевідкладення річного алювію;</p> <p>в) змішані</p> <p>2. Обвальні конгломератобрекчії</p> <p>3. Зсувні конгломератобрекчії</p> <p>4. Змішані конгломератобрекчії</p> <p>II. Неприбережні</p> <p>1. Конгломерати і конгломератобрекчії вимивання:</p> <p>а) підводних височин;</p> <p>б) донних течій.</p> <p>2. Перемивання брекчій:</p> <p>а) підводно-зсувних;</p> <p>б) розломлювання;</p> <p>в) рифових</p> <p>3. Затоплення підземних долин:</p> <p>а) річні конгломерати;</p> <p>б) льодовикові конгломератобрекчії</p>

Закінчення табл. 10.9

Б. Озерні

Ті самі типи, що і в морській обстановці, крім конгломератів затоплення

В. Річні

I. Гірських рік

1. Руслові:

- а) верхньої і середньої течії;
- б) нижньої течії

2. Гирлові:

- а) конусів винесення;
- б) дельтові

II. Рівнинних рік

1. Руслові

2. Гирлові

III. Конгломерати і конгломератобрекчії материково-льодовикових рік

Г. Наземні конгломерати і конгломератобрекчії

I. Тимчасових водних потоків

II. Селевих потоків

III. Еолові

IV. Залишкові

V. Соліфлюкційні

Д. Підземні конгломерати і конгломератобрекчії

I. Підземних потоків

Е. Змішаного походження

I. Льодовиково-морські (льодовиково-озерні)

II. Льодово-морські (льодово-озерні)

Т а б л и ц я 10.10

Схематична класифікація брекчій, за Н. Вассоевичем, 1958

А. Утворених на поверхні Землі

I. У постійних водоймах

1. Морські:

- а) прибережно-зсувні;
- б) прибережно-обвальні;
- в) підводно-зсувні;
- г) розколювання донних осадів (у разі осушення);
- д) розломлювання донних осадів (під час штормів);
- е) руйнування схилів біогермів (рифів тощо);
- є) кістяні

2. Озерні:

- а) ті самі типи, крім "е";
- б) замерзання

II. У малих водоймах, які часто пересихають у разі розтріскування або висихання

Закінчення табл. 10.10

III. У наземних умовах

1. Тимчасові водні потоки
2. Селеві потоки
3. Опливи
4. Обвали
5. Осипи
6. Еолові
7. Залишкові
8. Соліфлюкційні
9. Кістяноносні

IV. Льодовикові

1. Моренні (тиліти):
 - а) гірського зледеніння;
 - б) материкового зледеніння
2. Флювіогляціальні

Б. Утворені в земній корі

I. Діагенетичні і катагенетичні

1. Доломітизації і дедоломітизації
2. Дегідратації

II. Гіпергенні

1. Гідратації
2. Утворені у великих порожнинах обвалення:
 - а) карстові;
 - б) печерні.
3. Підводних потоків

III. Змішаного походження

1. Льодовиково-морські (озерні)
2. Льодово-морські (озерні)
3. Вулканогенно-морські

IV. Сопкові

1. Власне сопкові
2. Викидів під час вибухів
3. Упровадження:
 - а) тріщинні;
 - б) жерлові
4. Вивержені масою на поверхню:
 - а) сопкового покриву;
 - б) сопкових “глетчерів”

V. Сопково-осадові

1. Наземні
2. Підводні

VI. Тектонічні

1. Скидові:
 - а) з місцевого матеріалу;
 - б) зі стороннього матеріалу
2. Підкидо-зсувові:
 - а) з місцевого матеріалу (декілька типів);
 - б) з різних порід

Грубоуламкові породи вивчають, головню, у полі на відслоненнях, і тільки деяке уточнення і деталізація відбуваються в лабораторії.

У ході вивчення розсипчастих порід необхідно визначати розмір уламків і їхній вміст у породі, петрографічний склад уламків у різних розмірних фракціях, ступінь обкатаності уламків (сплощеність, сферичність та ін.), а також орієнтування уламків у просторі. Під час вивчення зцементованих порід, крім того, необхідно визначати склад і кількість речовини й цементу.

Гальку, що лежить на поверхні, сортують спочатку за розміром (вимірюють штангенциркулем і лінійкою). Усю гальку (100–300 шт.), яка лежить на досліджуваній площі, приймають за 100 %, а розмірні фракції, відповідно до їхньої кількості, становлять конкретний вміст у відсотках, тобто це буде гранулометричний аналіз не за масою, а за підрахунком. Потім у кожній розмірній фракції гальки сортують за типами порід і так само визначають відсотковий вміст гальок різного петрографічного типу в кожній розмірній фракції.

Обкатаність визначають у балах за такою шкалою (А. Хабаков, 1933):

Обкатаність	Бал
Необкатані	0
Слабка	1
Помірна	2
Добра	3
Дуже добра	4

Визначення обкатаності провадять візуально або за фотошаблонами, на яких зображені гальки різного ступеня обкатаності. Обкатаність визначають за розмірними фракціями (якщо необхідно, і за петрографічними типами) і виражають у відсотках або коефіцієнтом обкатаності: $K_0 = (\text{кількість гальок} \times \text{бал}) / \text{загальна кількість гальок}$. Значення K_0 коливається від 4 (добре обкатані) до 0,5 (слабко обкатані), або у відсотках, відповідно, від 100 до 12,5.

Якщо форма гальок не є предметом спеціального вивчення, то під час сортування за розміром вимірюють тільки довжину гальки.

У разі спеціальних морфометричних досліджень визначають також сплощеність, видовженість, коефіцієнти ізометричності, округлення, сферичності та ін. У цьому випадку необхідно вимірювати не тільки довжину A , а й ширину B і товщину C гальки. Детальний виклад методів їхнього визначення є у праці Н. Вассоевича (1958). Орієнтування гальки в просторі визначають для сплющеної гальки; площини довгої A і короткої B осей орієнтують за допомогою гірського компаса.

Вивчення зцементованих різновидів грубоуламкових порід – конгломератів і брекчій – становить значні труднощі. У випадку пух-

кого заповнення і неміцного цементу деякий об'єм породи руйнують і вибирають уламки – валуни, гальку, гравій. Вибрані уламки (не менше 100–300 шт.) сортують за розміром і петрографічними типами порід та визначають ступінь обкатаності, як описано вище.

Відбирають також взірці заповнювальної речовини з цементом для вивчення в лабораторних умовах (у шліфах та імерсії). Якщо цього не можна зробити (міцний і дуже міцний цемент), то вибирають достатньо рівну площадку, накладають на неї кальку й олівцем або фломастером обводять контури уламків. Далі цю кальку накладають на міліметровий папір і визначають площі, які припадають на уламки, наповнювальну речовину і цемент. Під час роботи з керном його обгортають калькою і таким же способом визначають вміст гальки й цементу.

З породи відбивають кусочки заповнювальної речовини й цементу і вибивають гальку для дослідження в лабораторії. У лабораторних умовах вивчають заповнювальну речовину і цемент у шліфах та зернах в імерсії, як це роблять у ході вивчення піщаних порід. Описують також шліфи з гальок, петрографічний тип яких у полі визначений лише орієнтовно.

За можливості транспортування великої кількості гальки і дрібних валунів у лабораторії визначають їхню обкатаність та інші морфологічні показники, а також орієнтування гальки в просторі на попередньо маркованих у полі взірцях. Для цього сконструйовано спеціальні прилади – гоніометри.

На підставі вмісту різних фракцій, одержаного під час польового дослідження, за спрощеною класифікацією Н. Вассоевича визначають тип породи:

- 1) конгломерати-гравеліти гравійні;
- 2) конгломерати валунисто-гравійні;
- 3) конгломерати галечнико-гравійні;
- 4) конгломерати валунні;
- 5) конгломерати гравійно-валунні;
- 6) конгломерати галечнико-валунні;
- 7) конгломерати галькові;
- 8) конгломерати гравійно-галькові;
- 9) конгломерати валунисто-галькові;
- 10) конгломерати різко різнорозмірні.

Дані про петрографічні типи гальок дають змогу з'ясувати, які вони за складом: мономіктові, олігоміктові або поліміктові. Такими ж методами вивчають і визначають жорстк'яні, щербеністі відклади та брекчії.

Приклад опису грубоуламкових порід. Галечник. Пляж на Кавказькому березі Чорного моря поблизу гирла р. Інгури.

У квадраті 0,5×0,5 м поблизу врізу зібрано 150 гальок. Гальки за розміром досить однорідні й належать до фракцій від 10 до 100 мм. Вміст фракції 100–50 мм – 25 %, фракції 50–10 мм – 65 %, фракції діаметром до 10 мм (гравій) – 10 %.

Галька представлена різними типами порід: плагіоклазовими порфіритами (33), роговообманковими порфіритами (7), діоритами (19), вапняками (9), кварцовими сієнітами (3), рожевими гранітами (6), долеритами (9), кварцитами (5), яшмою (1), амфіболітами (4), габро (3), алевропелітами (1).

Форма гальки різна. Гальки, складені з перших чотирьох порід, сплющені, наступних п'яти порід – округлі, а гальки алевропелітів, габро й амфіболітів займають проміжне положення.

Середній коефіцієнт обкатаності гальки – 78 % (обчислений за $K_o = (0n_o + 1n_1 + 2n_2 + 3n_3 + 4n_4) : N \times 25$, де $n_o - n_4$ – кількість гальок з цим балом обкатаності; N – кількість гальок у пробі).

Крім обкатаності, визначали коефіцієнт сплющеності $K_y = (A+B)/2C - 1$. Коефіцієнт сплющеності дорівнює 1,52 для всієї проби, для сплющеної гальки – 1,7, для округлої – 1,0–1,1.

Резюме. Галечник дрібний, поліміктний (з переважанням вивержених і ефузивних порід – порфіритів і діоритів) з помірно і добре обкатаними гальками та переважанням сплющених форм.

10.4. Піщані й алевритові породи

До піщаних належать уламкові породи з розмірами зерен 1,0–0,05, 1,0–0,1 або 2,0–0,05 мм. У першому випадку виділяють крупнозернисті (1,0–0,5 мм), середньозернисті (0,5–0,25) і дрібнозернисті (0,25–0,05); у другому – крупнозернисті (1,0–0,5), середньозернисті (0,5–0,25) і дрібнозернисті (0,25–0,1), у третьому випадку додаються грубозернисті (2–1) і тонкозернисті (0,1–0,05 мм) породи.

Алевритовими вважають уламкові породи з розмірами зерен від 0,05 до 0,005 мм, виділяючи крупноалевритові (0,05–0,01 мм) і дрібноалевритові (0,01–0,005 мм), або породи з зерном від 0,10 до 0,01 мм, серед яких розрізняють крупні (0,10–0,025 мм), середні (0,025–0,01) і дрібні алеврити (0,025–0,01 мм) (табл. 10.11).

Ми дотримуємося та рекомендуємо перший розподіл піщаних та алевритових порід (піщані – 1,0–0,05 мм, алевритові – 0,05–0,005 мм). За такого розподілу можливе виділення четвертого типу піщаних порід – тонкозернистих з розміром зерна 0,1–0,05 мм, що, мабуть, має значення в деяких випадках (наприклад, оцінка скляних пісків), однак під час звичайної роботи геолога такий розподіл не важливий.

Подальший розподіл піщаних і алевритових порід проводять за мінеральним складом уламкових зерен. Залежно від кількості породотвірних компонентів (мінералів та уламків гірських порід) піщані та алевритові породи можна розділити на три групи: 1) *мономіктові*, 2) *олігоміктові*, 3) *поліміктові*.

Т а б л и ц я 10.11

Класифікація піщаних і алевритових порід за розміром частинок

Фракція, мм	Породи			Фракція, мм	Породи за С. Уїнт- вортом, 1922
	за М. Лог- виненком, 1974	за схемою Московського нафтового інституту	за Л. Ру- хіним, 1969		
2-1	Гравій	Гравій	Пісок грубо- зернистий	2-1	Пісок грубий
1,0-0,5	Пісок круп- ний	Пісок крупний	Пісок крупно- зернистий	1,0-0,5	Пісок крупний
0,5-0,25	Пісок середній	Пісок середній	Пісок серед- ньозернистий	0,5-0,25	Пісок середній
0,25-0,10	Пісок дрібно- зернистий	Пісок дрібний	Пісок дрібно- зернистий	0,25-0,125	Пісок дрібний
0,10-0,05		Алеврит крупний	Пісок тонко- зернистий	0,125-0,063	Пісок тонкий
0,05- 0,025	Алеврит крупний	Алеврит середній	Алеврит	0,063-0,032	Алеврит крупний
0,025- 0,010		Алеврит дрібний	Алеврит	0,032-0,016	Алеврит середній
0,01- 0,005	Алеврит дрібний	Пеліт крупний	Алеврит	0,016-0,008	Алеврит дрібний
				0,008-0,004	Алеврит тонкий

У межах трьох груп назва породи визначена складом породотвірних уламкових компонентів.

Для порівняння наведено класифікації М. Логвиненка (1974), Л. Рухіна (1969) та інших, у яких прийнято дещо інші межі кількісного вмісту уламкових компонентів. Піщані й алевритові породи можуть бути *пухкими* (піски й алеврити) і *зцементованими* (пісковики й алевроліти).

Зарубіжні дослідники прийняли дещо іншу класифікацію. Вони виділяють *ареніти* – добре сортовані пісковики (уміщують до 15 % основної, глинистої, маси – matrix), і *вакі* – несортовані пісковики (уміщують понад 15 % основної маси) й кварцити (ортокварцити), аркози і грауваки (Ф. Петтіджон, 1973). У тому та іншому випадку враховують цементувальну речовину (matrix) й умови утворення порід. Ці класифікації стосуються зцементованих порід – пісковиків.

Піщани й алевритові породи значно поширені в різних теригенних формаціях, у невеликій кількості вони трапляються в інших осадових і вулканогенно-осадових формаціях, а також поширені серед четвертинних відкладів континентів і океанів. За походженням ці породи досить різні. Розрізняють алювіальні, делювіальні, озерні, льодовикові або водно-льодовикові піски й алеврити, еолові та різні піски й алеврити морських та перехідних обстановок між сушею і морем.

Приклади опису піщаних і алевритових порід.

Пісковик середнього карбону Донецького басейну.

Макроскопічний опис. Пісковик різнозернистий, полімінеральний, косошаруватий, зеленкувато-жовтого кольору (кольори підсохлого тютюнового листа). Шаруватість пов'язана зі зміною розміру зерен: в основі шарів є гравійні зерна і дрібна галька; у напрямі до верхніх шарів розмір зерен зменшується. Від HCl не кипить. Звітрілі частини бурі, озалізнені.

Мікроскопічний опис. Порода складається з зерен кварцу (40 %), польових шпатів (5 %), листочків біотиту (25 %), уламків порід (30 %; кварцові порфіри, порфірити, андезити, глинисті сланці) і одиничних зерен акцесорних мінералів (циркону, турмаліну, апатиту). Структура псамітова крупнозерниста. Зерна кварцу і гравій з ефузивних порід та глинистих сланців обкатані та кутасто-обкатані. Польові шпати представлені кислими і середніми плагіоклазами. Форма зерен кутасто-обкатана, таблитчаста, часті полісинтетичні двійники. По кутах симетричного загасання в розрізах \perp 010 і показниках заломлення плагіоклази типу олігоклазу № 30 і андезину № 40–42. Біотит у вигляді листочків коричневого і зеленкуватого кольору зі звичайними властивостями. Уламки ефузивів представлені кварцовими порфірами і порфіритами з мікролітовою основною масою та вкрапленнями олігоклазу, андезину, кварцу, рідше трапляються порфірити з мікрофельзитовою основною масою, іноді озалізненою. Цемент хлоритовий порово-плівковий крустифікаційний.

Основним мінералом цементу є хлорит, який оточує уламкові зерна у вигляді облямівок і видовжених агрегатів, що заповнюють великі пори. Він представлений плеохроїчними лусками зеленого кольору з показником заломлення $n_g \approx n_m = 1,624-1,626$, двозаломленням $\sim 0,004$ (типу рипідоліту) і вмістом хлориту 8,5 %.

Крім хлориту, у цементі є карбонати заліза (1,5 %) і гідроксиди заліза, мабуть, по зернах звітрілих карбонатів (1,5 %).

Розмір уламкових зерен – від 1–3 (гравій) до 0,04 мм, переважають зерна розміром 0,5–1,0 мм.

Резюме. Пісковик крупнозернистий, різнозернистий ($S_o > 2,0$, $Md = 0,77$ мм), грауваковий (кварцова граувака) з плівково-поровим хлоритовим цементом.

Алевроліт юрських відкладів Кавказу.

Макроскопічний опис. Порода світло-сірого кольору, суттєво кварцова щільна, міцна, тонкошарувата завдяки чергуванню шарів, збагачених слюдою і майже без слюди. Від HCl не кипить. Розмір шарів – від 1 до 3 мм.

Мікроскопічний опис. Порода складається з кварцу, кислого плагіоклазу № 5–10 ($n \geq 1,540$, тонкі полісинтетичні двійники, загасання в розрізах $\perp 010$ 13–15°), мікрокліну ($n < 1,540$, мікроклінова ґратка), мусковіту, біотиту й одиничних зерен циркону і рутилу. Цемент контактово-поровий, місцями поровий, за складом опаловий ($n < 1,540$, ізотропний). Опал утворює облямівки навколо уламкових зерен і простежується у вигляді дрібних кульок (грудочок) у порах. Зафіксовано два-три екземпляри стулок діатомей. Іноді в масі опалу на контакт з уламковими зернами трапляються облямівки волокнистого мінералу ($n < 1,540$, двозаломлення низьке, загасання пряме, видовження додатне), мабуть, кварцину. Крім опалу, до складу цементу входять агрегати (вермикулітоподібні або “коміркові”) каолініту ($n > 1,540$, рельєф додатний, двозаломлення низьке, загасання майже пряме) і згустки непрозорої органічної речовини. Каолініт заповнює центральні частини пор. Вміст кварцу – 50–55 %, польового шпату – 7–9, мусковіту і біотиту – до 10 %, цемент становить майже 25 % поверхні шліфа. Структура алевропелітова груба (розмір зерен – 0,05–0,02 мм).

Резюме. Алеврит польовошпатово-кварцовий з контактово-поровим опалово-глинистим цементом.

Пісок підводного берегового схилу Азовського моря (глибина – 0,5 м). Пісок білий середньозернистий. Вміст кварцу – 92 %, польових шпатів – 5 (ортоклаз, мікроклін, кислі плагіоклази), уламків порід – 1–2 % (граніти, сієніти, вапняки та ін.), слюди – сліди, акцесорних мінералів (гранат, рогова обманка, ільменіт, піроксени, ставроліт, рутил, циркон) – приблизно 1 %. Трапляються також черепашки молюсків і їхні уламки. Вміст, %: фракції понад 2 мм – 3,3; 2–1 мм – 0,2; 1,0–0,5 мм – 1,9; 0,5–0,25 мм – 51,6; 0,25–0,05 мм – 43,0. Пісок середньозернистий або, точніше, дрібно-середньозернистий, помірно сортований ($S_o = 1,90$, $Md = 0,27$ мм), кварцовий.

Лес. Запоріжжя.

Макроскопічний опис. Текстура зерниста, колір палевий (сірувато-жовтий), порода пориста (макро- і мікропори), непластична. Кусок породи, кинутий у чашку з водою, моментально розпадається на окремі

частини, які розташовуються однорідною масою без розділення на шари. Часто вміщує включення карбонатів, від HCl кипить. Легко піддається руйнуванню пальцями.

Мікроскопічний опис. У шліфах та імерсії є скупченням пилуватих частинок кварцу (до 70 %), рідше польових шпатів (10–12 %) гострокутної форми, між якими простежуються виділення пелітоморфного карбонату (кальцит, рідше доломіт) та агрегатів глинистих мінералів. Вимірювання в імерсії засвідчило, що є два типи карбонатів з $n_o = 1,658$ (кальцит) і з $n_o = 1,679$ (магнезійний кальцит – доломіт). Агрегати глинистих мінералів мають показники заломлення $\sim 1,572$ та низьке двозаломлення (гідрослюда – монтморилоніт). Гранулометричний аналіз доводить перевагу алевритових фракцій (0,05–0,005 мм) у кількості до 70–75 %. Піщаних зерен порівняно мало (9 %), глинистих мінералів та їхніх агрегатів до 5–6 %, карбонатів – 10–12 %. Досить багато (до 1–2 %) акцесорних мінералів (рогової обманки, епідоту, турмаліну, рутилу, гранату).

Резюме. Лес – пухкий алеврит, польовошпатово-кварцовий з карбонатами.

10.5. Піщано-алеврито-глинисті породи

Між піском і глиною є низка перехідних порід з мінливим вмістом піщаного, алевритового і глинистого матеріалу. Ці породи назвали *суглинками і супісками*. Вони належать до пухких уламкових порід – не зцементовані, однак завдяки зчепленню між частинками і поверхневому натягу плівок води тримаються в куску, тобто є зв'язаними. Інтенсивність цього зв'язку тим більша, чим більше вони вміщують глинистих частинок. Вологі суглинки мають пластичність, їх можна розкачати в нитку, тим тоншу, чим більше вони вміщують глини, супіски – у товсті шнури, які швидко розпадаються, сухі – кам'яністі.

Суглинки і супіски значно поширені у четвертинних покривних відкладах, є тут головними типами порід і становлять великий інтерес як сировина для будівельних матеріалів (цеглини, метлаські плитки, черепиця, керамзит) та як основа багатьох інженерних споруд.

Класифікація цих порід ґрунтується на вмісті піску, алевриту і глини. Для відображення складу застосовують рівнобічний трикутник з вершинами, які відповідають 100 % піску, алевриту і глини (рис. 10.2, табл. 10.12). Склад кожної породи відображають у вигляді точки всередині трикутника. Трикутник розділяють на низку полів. Є декілька

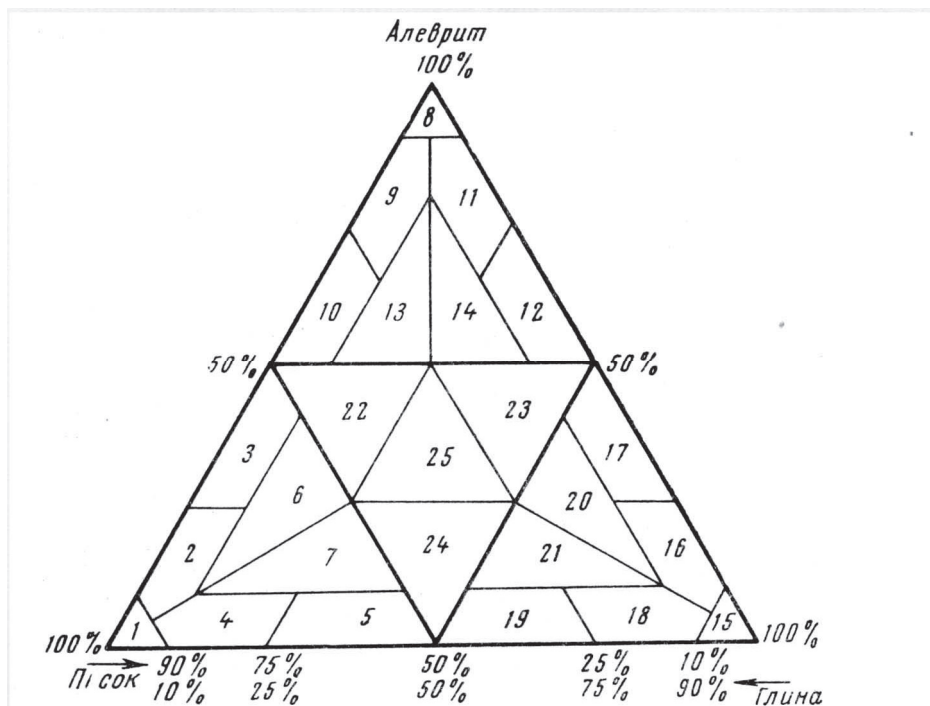


Рис. 10.2. Трикутна класифікація змішаних піщано-алевро-глинистих порід, за В. Фроловим, 1964

десятків таких класифікацій з виділенням від 7 до 34 полів. Лише деякі породи, аналізи яких потрапляють у ці поля (поля, прилеглі до вершин трикутника), мають прості назви, більшість одержує складні дво- і триступеневі назви. Зазначимо, що класифікаційних схем є велика кількість, однак жодна з них не набула широкого застосування.

Наприклад, наведемо класифікацію В. Фролова (1964), у якій виділені глина, алеврит, пісок (поля 1–3), глинистий алеврит, алевритова глина, глинистий пісок, піщана глина, алевритовий пісок, піщаний алеврит (поля 4–9) і породи трикомпонентного складу: алеврито-глинистий пісок, алеврито-піщана глина, піщано-глинистий алеврит, піщано-алевритова глина, глинисто-алевритовий пісок, глинисто-піщаний алеврит (поля 10–15).

В інженерній геології, гідрогеології, ґрунтознавстві й у ході розвідування під гідротехнічні споруди, шосейні дороги тощо значного поширення набули інші класифікації (див. табл. 10.12, 10.13), які застосовують і в літології. Одну з найновіших класифікацій запропонував М. Логвиненко (1975) (табл. 10.14).

Т а б л и ц я 10.12

Номенклатура змішаних піщано-алеєвритових порід, за В. Фроловим, 1964

Номер поля на ригу сунку	Порода	Вміст фракції, %		
		піску > 0,1 мм	алеєвриту 0,1–0,01мм	глини < 0,01 мм
I. Родина пісків				
1	Пісок чистий	100–90	0–10	0–10
2	Пісок слабо алеєвритистий (слабо глинистий)	95–90	5–10 (0–5)	0–5 (5–10)
3	Пісок алеєвритистий (алеєвритовий)	90–75	10–25	0–10
4	Пісок сильно алеєвритистий	75–50	0,5–50,0	0–10
5	Пісок глинистий	90–75	0–10	10–25
6	Пісок сильно глинистий	75–50	0–10	25–50
7	Пісок глинисто-алеєвритистий	80–50	10–25	10–40
8	Пісок алеєвритисто-глинистий	80–50	10–25	10–40
II. Родина алеєвритів				
9	Алеєврит чистий і слабо піскуватий (слабо глинистий)	0–10 5–10 (0–5)	100–90 90–95	0–10 0–5 (5–10)
10	Алеєврит піскуватий (піщаний)	10–25	90–75	0–10
11	Алеєврит сильно піскуватий	25–50	75–50	0–10
12	Алеєврит глинистий	0–10	90–75	10–25
13	Алеєврит сильно глинистий	0–10	75–50	25–50
14	Алеєврит глинисто-піскуватий	10–40	80–50	10–25
15	Алеєврит піскувато-глинистий	10–25	80–50	10–40
III. Родина глини				
16	Глина чиста і слабо алеєвритиста (слабо піскувата)	0–5 0–5 (5–10)	0–5 5–10 (0–5)	100–90 95–90
17	Глина алеєвритиста (алеєвритова)	0–10	10–25	90–75
18	Глина сильно алеєвритиста	0–10	25–50	75–50
19	Глина піскувата (піщана)	10–25	0–10	90–75
20	Глина сильно піскувата	20–50	0–10	75–50
21	Глина піскувато-алеєвритиста	10–25	10–40	80–50
22	Глина алеєвритисто-піскувата	10–40	10–25	80–50
IV. Родина невідсортованих порід				
23	Піщано-алеєвритова	50–25	50–25	0–25
24	Алеєврито-глиниста	0–25	50–25	50–25
25	Піщано-глиниста порода (змішана)	50–25	0–25	50–25

Т а б л и ц я 10.13

Принципи класифікації піщаних і перехідних порід, за В. Швановим, 1969

Таксономічний ранг	Назва й ознаки виділення таксономічних рангів			
Типи	Піщані породи		Перехідні породи	
Класи	Мінерально-петрокластичні піски і пісковики	Ад'юктивно-мінеральні моно-, полімінеральні піски і пісковики	Аутигенно-уламкові породи	Вулканогенно-уламкові породи
Родини	Виділяють за вмістом головного класифікаційного компонента	Виділяють за природою утворення концентрату мінеральних компонентів		Виділяють за природою компонентів, ступенем близькості їх до вулканічного матеріалу
Види	Виділяють за кількісним співвідношенням уламкових компонентів – кварцу, польових шпатів, уламкових порід	Виділяють за складом і співвідношенням уламкових мінералів – групи амфіболів, піроксенів, гранатів та ін.		Виділяють за складом вулканогенних уламків – індикаторів магматичних аналогів
Різновиди	Виділяють за складом та вмістом груп уламкових порід			Виділяють за складом вулканогенних уламків – індикаторів магматичних аналогів
Відміни	Виділяють за складом різновидів уламків порід, польових шпатів або кварцу	Виділяють за складом мінеральних різновидів цирконів, гранатів та ін.	Виділяють за складом мінеральних різновидів глауконіту, апатиту та ін.	Виділяють за складом різновидів уламкових зерен порід

Т а б л и ц я 10.14

Класифікація змішаних порід,
за М. Логвиненком, 1975

Число пласти- чності для пукких порід	Вміст частинок, %			Породи		
	гли- нистих ($< 0,005$)	алеври- тових ($0,005-0,05$)	піща- них ($0,05-1,0$)	пуккі	зцементо- вані	метаморфізовані
> 22	> 30	Менше	Більше	Глина	Аргіліт	Глинистий сланець
	> 30	Більше	Менше	Глина алевроитова	Аргіліт алевроитовий	Глинисто-алевро- літовий сланець
22-10	30-20	Менше	Більше	Суглинок важкий*	Глинисто- алевроитовий пісковик	Глинисто- алевролітовий кварцито-пісковик
	30-20	Більше	Менше	Суглинок важкий пилуватий	Глинисто- піщаний алевроліт	Глинисто-піщано- алевролітовий сланець
	20-10	Менше	Більше	Суглинок легкий	Глинисто- алевроитовий пісковик	Глинистий алевролітовий кварцито-пісковик
	20-10	Більше	Менше	Суглинок легкий пилуватий	Глинисто- піщаний алевроліт	Глинисто-піщаний алевролітовий сланець
0-10	10-5	Менше	Більше	Супісок*	Глинисто- алевроитовий пісковик	Глинисто- алевролітовий кварцито-пісковик
	10-5	Більше	Менше	Супісок пилуватий	Глинисто- піщаний алевроліт	Глинисто-піщаний алевролітовий сланець
0	< 5	Менше	Більше	Пісок	Пісковик	Пісковик, кварцито- пісковик
	< 5	Більше	Менше	Алевроліт піщаний	Алевроліт піщаний	Алевроліт, алевролітовий сланець

* У попередніх класифікаціях такого типу виділяли ще суглинки з вмістом глинистих частинок 20-15 %. Супіски поділяли на важкі (10-6 %) і легкі (6-3 % глинистих частинок), піски в цьому випадку виділяли за вмістом глинистих частинок ≤ 3 %.

Суглинки і супіски дуже різноманітні за зовнішнім виглядом, кольором і складом. Усі вони є полімінеральними породами, складеними, головню, з уламкових алотигенних мінералів – кварцу, польового шпату, слюд, глинистих мінералів уламків гірських порід і низки акцесорних мінералів. У невеликій кількості містяться аутигенні мінерали – карбонатні, рідше сульфатні й хлоридні. Характер аутигенних мінералів

визначений кліматом. Глинисті мінерали бувають як уламковими, так і аутигенними.

Одна з характерних особливостей суглинків і супісків – їхнє буре, жовто-буре і сірувато-жовте забарвлення, яке залежить від наявності окисних та гідроокисних сполук заліза.

За походженням суглинки бувають делювіальні, пролювіальні, алювіальні, льодовикові (валунні суглинки і супіски) та еолові. Аналогічні породи в басейнах седиментації (озерах, морях) називають мулами. Особливим типом суглинків є *лесоподібні суглинки*, які наближені до лесу й відрізняються від нього більшим вмістом глинистих частинок і пластичністю.

Основними методами вивчення суглинків та супісків є гранулометричний аналіз і мінералого-петрографічне дослідження в зернах (порошку породи або фракцій гранулометричного аналізу), в імерсії та шліфах. Важливе також визначення пластичності й інших фізичних властивостей.

Більшість лесоподібних суглинків, мабуть, еолового походження. Такі суглинки мають просадочність, що необхідно враховувати під час будівництва і спеціально досліджувати.

Глинисті мінерали суглинків і супісків становлять великий інтерес, оскільки визначають їхні основні властивості. Їх виділяють відмулюванням або іншими методами і потім досліджують в імерсії в орієнтованих препаратах, хроматичним методом, а також із застосуванням термічного і рентгеноструктурного аналізів.

Приклади опису піщано-алеврито-глинистих порід

Суглинок червоно-бурий. Четвертинні відклади (Дніпропетровськ).

Макроскопічний опис. Порода землистої дрібноагрегатної текстури від червоно-бурого до коричневого кольору, пластична – можна розкати в нитку діаметром < 1 мм. У воді розбухає, частково розпадається на дрібні (3–4 мм) грудочки, від HCl кипить.

Мікроскопічний опис. У шліфі бура малопрозора однорідна структура, алевропелітова неорієнтована. На фоні основної маси видно кутасті зерна кварцу, зрідка польового шпату піщаної та алевритової розмірності. У схрещених ніколях основна маса майже ізотропна, добре видно піщані та алевритові домішки, а також виділення (плямами) пелітоморфних карбонатів. Забарвлення пов'язане з наявністю пігменту з гідрооксидів заліза, які просочують основну масу й іноді обволікають зерна уламкових мінералів.

В імерсії в орієнтованих препаратах визначені показники заломлення глинистого мінералу: $n_g' = 1,570$, $n_p' = 1,560$, двозаломлення

слабке, каолінит-гідрослюди (?). Показники заломлення карбонатів $n_o = 1,660$ (кальцит).

Вміст піщано-алевритових частинок – 60 %, основної маси – 35, карбонатів – 5 %. Гранулометричний аналіз засвідчив, що вміст частинок з діаметром $< 0,005$ мм – 14 %; $0,005-0,05$ мм – 60; $> 0,05$ мм – 26 %. Число пластичності – 16, криві нагрівання фракції з діаметром $0,005$ мм мають ендотермічні ефекти за температури 150 і 600 °С.

Лесоподібний суглинок. Четвертинні відклади (Запоріжжя).

Макроскопічний опис. Порода однорідна землястого вигляду, намічається слабковиражена стовпчаста окремість. Забарвлення сірувато-жовте (палеве), порода слабо пластична, тісто, замішане на воді, можна розкачати у досить товсті шнури, які швидко розпадаються. Досить легко піддається руйнуванню пальцями, від HCl кипить.

Мікроскопічний опис. Дослідження порошку породи в імерсії засвідчило таке. У препараті переважають зерна кварцу кутастої форми розміром від $0,01$ до $0,11$ мм (головно $0,03-0,04$ мм). У невеликій кількості трапляються уламки польових шпатів двох типів: зерна з $n < 1,540$, мутні – пелітизовані (мабуть, ортоклаз) і зерна з тонкими полісинтетичними двійниками і $n > 1,540$, як свіжі, так і частково каолінізовані (кислий плагіоклаз). Найвні одиничні листочки мусковіту зі звичайними оптичними властивостями й одиничні зерна акцесорних мінералів: турмаліну (зелений, плеохроїчний, видовження негативне, загасання пряме, $n_g' = 1,650 \pm 0,002$, двозаломлення високе) і циркону у вигляді призматичних кристалів з високими показниками заломлення та двозаломлення. Агрегати глинистих мінералів трапляються в невеликій кількості, показники заломлення приблизно $1,540$, двозаломлення середнє (монтморилоніт?).

Зафіксовані також окремі зерна карбонатів та агрегати карбонатних мінералів з $n_o = 1,658 \pm 0,002$. Вміст, %: кварцу ~ 75, польових шпатів – 5, глинистих мінералів – 5–7, карбонатів – 10–12.

Крива нагрівання глинистої фракції виявляє глибокий ендотермічний ефект за температури 150, слабкий – за 600 і 880 °С, що свідчить про наявність монтморилоніту.

Гранулометричний аналіз дав такі результати: вміст частинок з діаметром $< 0,005$ мм – 7 %; $0,005-0,05$ мм – 78; $> 0,05$ мм – 15 %. Число пластичності – 10.

Резюме. Суглинок легкий пілуватий (алевритовий) лесоподібний.

10.6. Перехідні породи між уламковими і пірокластичними

Є породи змішаного складу, які вміщують у різній кількості уламковий (пісок, алеврит і глину) і вулканогенний (пірокластичний) матеріал. Один з можливих варіантів класифікації таких порід запропонував М. Логвиненко (1975) (табл. 10.15).

Т а б л и ц я 10.15

Класифікація перехідних порід між уламковими і пірокластичними,
за М. Логвиненком, 1975

Розмір частинок уламкового матеріалу, мм	Вміст пірокластичного й уламкового матеріалу, %			
	< 5 (> 90)	5–90 (95–50)	50–95 (50–5)	> 95 (< 5)
< 0,005	Глина	Туфогенна глина	Глинистий вулканічний попіл	Вулканічний попіл
	Аргіліт	Туфогенний аргіліт	Глинистий туфіт	Туф
	Глинистий сланець	Туфогенний глинистий сланець	Глинистий сланцюватий туфіт	Сланцюватий туф
0,005–0,05	Алеврит	Туфогенний алеврит	Алевритовий вулканічний попіл	Вулканічний попіл
	Алевроліт	Туфогенний алевроліт	Алевролітовий туфіт	Туф
	Алевритовий сланець	Туфогенний алевритовий сланець	Алевритовий сланцюватий туфіт	Сланцюватий туф
0,05–1,0	Пісок	Туфогенний пісок	Піщаний вулканічний попіл	Вулканічний попіл
	Пісковик	Туфогенний пісковик	Піщаний туфіт	Туф

Примітка. Цифра перед дужкою означає вміст пірокластичного, а в дужках – уламкового матеріалу.

Породи, які вміщують пірокластичний матеріал у кількості до 5 %, зберігають назву відповідних уламкових і глинистих порід, тільки в описі зазначають наявність пірокластичного матеріалу. Аналогічно й у випадку вмісту уламкового або глинистого матеріалу до 5 % у пірокластичних відкладах. У цьому ряді порід крайніми членами є попели і туфи.

Попели. У складі попелів переважають уламки вулканічного скла (вітрокластичні попели), уламки мінералів вулканічних порід (кристалокластичні попели) й уламки ефузивних порід (літокластичні

попели). Якщо уламки мають основний склад і гідратовані, то породи, утворені ними, називають палагонітовими. Форма уламків кутаста, рідше крапле- і кулеподібна. Сортування матеріалу недосконале. Часто попели вміщують уламки осадових порід і мінералів.

Туфи. Зцементовані попели називають туфами. Цемент туфів представлений продуктами вторинних змін уламків. Він складається з хлоритів, мінералів групи епідоту, карбонатів і цеолітів. За розміром розрізняють дрібно- ($< 0,1$ мм), середньо- (≤ 1) і крупно- та грубоуламкові (> 1 мм) туфи. Мабуть, ліпше користуватись класифікацією частинок за розміром, прийнятою для уламкових порід. Туфи бувають сильно змінені завдяки дії гідротермальних розчинів і в процесі звітрювання на земній поверхні. Кінцевим продуктом зміни туфів є монтморилонітові глини – бентоніти.

Туфіти. Ці породи складаються з уламків вулканічного скла, вулканогенних порід та мінералів (польових шпатів, піроксенів, амфіболів та ін.) і вміщують глинистий, алевритовий або піщаний матеріал уламкового походження в кількості до 50 %. Зцементовані породи називають туфітами, пухкі – глинистими, алевритовими або піщаними попелами.

Попели і туфіти часто шаруваті, іноді вміщують органічні рештки, структури і текстури нормальні осадові.

За виглядом і кольором вони різноманітні, однак частіше забарвлені в бурі та зеленкуваті тони. Цемент у туфітах представлений хлоритами, глинистими мінералами, цеолітами, карбонатами. Утворюються вони у водних басейнах і на суші.

Туфогенні породи. Це нормальні осадові породи (глинисті, алевритові, піщані), які вміщують від 5 до 50 % пірокластичного матеріалу. Уламкові частинки можуть бути обкатані, пірокластичний матеріал не має слідів динамічної обробки (кутасті й свіжі).

Текстури і структури туфогенних порід нормальні осадові простежуються різні типи шаруватості (які визначені умовами осадоагромадження), часто наявні органічні рештки. У ході макроскопічного опису не завжди вдається виявити належність порід до цього типу, необхідні мікроскопічні дослідження.

До цього типу порід належать і вулканічні грауваки – пісковики туфогенного типу. Вони відрізняються поліміктовим складом уламкових зерен і різноманітним складом цементу, де широко розвинуті хлорити, цеоліти, змішаношаруваті глинисті мінерали, монтморилоніти, карбонати і мінерали групи епідоту–цоїзиту.

Приклад опису туфогенних порід***Взірець № 3, середня юра (р. Бодрак, Крим).***

Пісковик грауваковий, вулканоміктовий, крупно-грубозернистий, з гравієм, середньосортований, з хлоритовим і кальцитовим цементом типу заповнення пор. Розмір зерен – від 5 до 0,05 мм, переважають зерна 2,0–0,5 мм (70–80 % уламкової частини), сортування зерен середнє. Значна кількість зерен (як крупних, так і дрібних) напівобкатана, хоча більшість необкатана, багато зерен сильно з'їдено під час звітрювання та деформовано в ході утворення структур вдавлювання. Текстура безладна.

Склад уламкової частини вулканоміктовий: уламки представлені винятково ефузивними породами – андезитовими й андезит-базальтовими порфіритами, які розрізняють не дуже чітко і тому описують разом.

Як впливає з великих кутів загасання плагіоклазів у мікролітах (від 30 до 45°), серед мікролітів є як середні, так і основні члени, тобто андезини і лабрадори, що свідчить про наявність середніх та основних ефузивів.

Уламки ефузивів представлені цілими кусочками породи та уламками основної маси й окремими великими мінералами. В основній масі в одних випадках трапляються тільки плагіоклази (основні), в інших – і плагіоклази, і піроксени. Цемент заповнення пор (приблизно 20 %) головню хлоритовий з показником заломлення приблизно 1,60–1,61 і яскравими (до другого порядку) кольорами інтерференції. До нього ділянками примішаний кальцит. Цементация виражена також в утворенні структур вдавлювання.

Пісковик можна прийняти за туфіт або туфопісковик, оскільки він є чисто вулканоміктовим, відрізняється з першого погляду однорідним складом уламків (андезитові порфірити), чисто хлоритовим цементом, однак наявність сортування, обкатаності зерен, досить різноманітний склад навіть ефузивів в уламках, середня їхня звітрілість і кородованість свідчать про нормально-осадовий характер пісковіку, утвореного внаслідок екзогенного руйнування ефузивних порід і їхнього деякого перенесення водою.

10.7. Застосування уламкових і змішаних порід

Уламкові породи широко застосовують у господарстві. Перш за все їх використовують як кам'яний будівельний матеріал, а також для виробництва бетону, брукування доріг, укладання стін (бутовий камінь). Деякі різновиди грубоуламкових порід (конгломерати і брекчії) є декоративним облицювальним матеріалом. Споживачі кварцитів і кварцових пісковиків – вогнетривка промисловість та металургія. У вогнетривкій

промисловості використовують кварцит і кварцові пісковики для виробництва динасу. Головною особливістю динасу є здатність витримати нагрівання до високих температур (1 550–1 650 °С) під навантаженням без помітної деформації. Динас широко застосовують для футерівки промислових пічок різного призначення: коксівних, скловарних, електричних, мартенівських та ін.

У металургії кварцити і кварцові пісковики використовують як флюс у виплавлянні міді та нікелю. Хімічний склад кварцитів і кварцито-пісковиків, придатних для виробництва динасу і використання як флюс, повинен відрізнятися високим вмістом кремнезему (до 90–95 %).

Кварцові піски застосовують у керамічній та скляній промисловості, а також у металургії – для формувальних сумішей. У керамічній промисловості домішка кварцу підвищує якість порцелянових і фаянсових виробів. У порцелянових масах кварц активно реагує з головним компонентом – каоліном – та іншими складовими порцелянових мас, а також утворює основну склувату масу. Він забезпечує низку цінних властивостей виробів (просвічуваність, міцність, термостійкість та ін.).

Основна вимога до сировини в скляній промисловості полягає у мінімальному вмісті барвників: залізисті сполуки не повинні перевищувати 0,2 %, домішка двоокису титану – сотих часток відсотка. У скляній промисловості використовують уламкові породи (кварцові піски, кварцито-пісковики, кварцити) для вироблення скла різних марок. Піски для виробництва віконного скла повинні вміщувати не більше 0,1 % Fe_2O_3 і не менше 98,5 % SiO_2 . Добрі скляні піски повинні бути складені на 80–90 % зернами розміром 0,50–0,10 мм. Піски для виготовлення оптичного скла повинні містити не менше ніж 99,8 % кремнезему і не більше 0,012 % Fe_2O_3 .

Міцні різновиди кварцитів і кварцито-пісковиків широко застосовують як декоративний облицювальний матеріал. Знамениті малинові кварцито-пісковики, знайдені в р. Шокши в Карелії, використовували для облицювання Мавзолею В. Леніна і пам'ятника Невідомому солдату в Москві. Запаси цього матеріалу великі. У Карелії знайдено понад 150 виходів кварцитів і пісковиків з високими технічними показниками.

З деяких різновидів піщаних порід (глауконітові породи) вилучають глауконіт, який широко застосовують у виробництві зеленої барви, для пом'якшення води (у фільтрах як адсорбент) і для удобрення полів (калійні добрива).

Пилуваті породи також мають важливе практичне значення. Їхні міцні зцементовані різновиди використовують для брукування доріг і будівництва будинків. Лес і лесоподібні породи застосовують для виготовлення саману, цегли, черепиці, керамзиту та ін.

Контрольні питання

1. Принципи класифікації осадових порід.
2. Загальна класифікація осадових порід (за В. Фроловим).
3. Загальна характеристика уламкових порід.
4. Класифікація уламкових осадових порід.
5. Методи дослідження уламкових порід.
6. Мінералого-петрографічний склад уламкової частини породи.
7. Тип, мінеральний склад і структура цементів в уламкових породах.
8. Грубоуламкові породи, класифікація брекчій та щебеневих відкладів.
9. Структури уламкових порід.
10. Характеристика і класифікація піщано-алевритових порід.
11. Піщано-алеврито-глинисті породи, їхня характеристика, класифікація.
12. Особливості порід, перехідних між уламковими і пірокластичними.
13. Практичне використання уламкових порід.

11. Глинисті породи

11.1. Визначення і класифікація глинистих порід

Серед осадових порід переважають глинисті. За даними Ф. Овчаренка (1973), об'єм глинистих порід становить приблизно 60 % від усіх осадових порід стратисфери. За А. Роновим (1976), на платформах глинисті породи становлять 46 %, а в геосинкліналях – 38 %. У межах континентального сектора стратисфери глинисті породи займають $\frac{2}{3}$ об'єму. Не менша частка глинистих відкладів у океанічному секторі Землі.

Глини, аргіліти та глинисті сланці широко представлені як у давніх докембрійських, так і у фанерозойських відкладах. Співвідношення глинистих, піщаних та карбонатних порід – 59 : 21 : 20, відповідно.

Глинисті породи є проміжними між уламковими і хімічними. Речовина глинистих порід дуже складна і полігенетична за походженням. Це суміш матеріалу, утвореного на суші в корах звітрювання та ґрунтах і знесеного в басейни седиментації, та мінералів, що виникли під час розкristалізації колоїдів і осадилися з істинних розчинів у басейнах седиментації. Значна суміш глинистих мінералів може виникати внаслідок трансформації глинистих і неглинистих алюмосилікатів у процесі діагенезу осадів та подальших змін осадових порід.

Отже, у глинистих відкладах є теригенні – уламкові й аутигенні – компоненти, тому теригенні глини і глинисті породи виділяють на підставі явного переважаючого того чи іншого компонента.

В осадах Світового океану, за сучасними уявленнями, переважають теригенні глини. Аутигенні глини мають підпорядковане значення, це переважно цеоліт-монтморилонітовий різновид червоних глибоководних глин та деякі інші.

За визначенням М. Вікулової (1957), глинистими називають породи, які вміщують понад 50 % частинок діаметром до 0,01 мм.

Однак частинки розміром 0,01–0,005 мм належать до алевритових і не є глинистими як у фізичному розумінні, так і в мінералогічному. Тому до глинистих треба зачисляти породи з вмістом глинистих частинок (< 0,005 мм) понад 50 %. Однак у ґрунтознавстві та інженерній геології до глин належать породи з вмістом глинистих частинок понад 30 %. Для глин роблять цей виняток тому, що за вмісту глинистих частинок понад 30 % порода набуває властивостей глини: вологоємність, пластичність, здатність розбухати тощо.

Глинисті породи поділяють на *дві великі групи*: зв'язані (глини) і зцементовані та метаморфізовані (аргіліти, сланцюваті аргіліти, глинисті, аспідні й філітоподібні сланці).

За умовами осадонагромадження (за генезисом) виділяють глини морські й континентальні: озерні, льодовикові (флювіогляціальні), алювіальні, делювіальні, лагунно-затоківі й глини кори звітрювання (первинні каоліни, монтморилонітові та ін.).

За мінеральним складом розрізняють мономінеральні (каолінітові, гідрослюдисті, монтморилонітові, палигорськітові, хлоритові), олігоміктові (складаються з суміші двох мінералів) і полімінеральні глини й глинисті породи, які складаються з суміші декількох мінералів (М. Логвиненко, 1974) (рис. 11.1). Глинисті породи й осаді мають такі особливості.

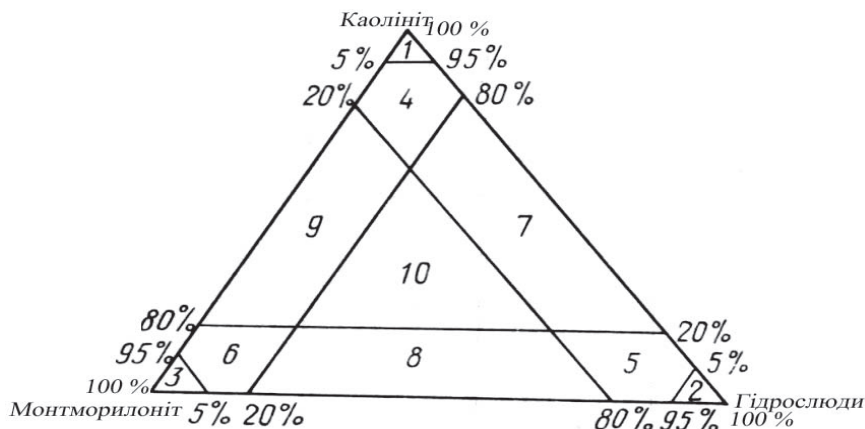


Рис. 11.1. Трикутна діаграма мінерального складу глинистих порід, за М. Логвиненком, 1984:

- мономінеральні: 1 – каолінітові; 2 – гідрослюдисті; 3 – монтморилонітові; *перехідні*:
- 4 – гідрослюдисто-каолінітові; 5 – каолінітово-гідрослюдисті; 6 – гідрослюдисто-монтморилонітові; *полімінеральні*: 7 – монтморилоніт-гідрослюдисто-каолінітові;
- 8 – каолініт-гідрослюдисто-монтморилонітові; 9 – гідрослюдисто-каолініт-монтморилонітові, 10 – породи змішаного складу, де вміст кожного компонента становить понад 20 %.

1. Частинки, що їх утворюють, мають, зазвичай, малі розміри, важливою особливістю глинистих мінералів є яскраво виражена відмінність розмірів частинок у різних напрямках.

2. Глинисті породи мають своєрідний склад, тобто обов'язково в них є глинисті мінерали: каолінит, гідрослюди, монтморилоніт та ін. Крім того, у всіх фракціях глин можуть бути неглинисті мінерали: карбонати (кальцит, сидерит, доломіт), сульфати (гіпс, ангідрит, барит, целестин, ярозит, алуніт), фосфати (вівіаніт), сульфід заліза (пірит, марказит), оксиди мангану, хлориди. Зазвичай у глинистих породах наявна домішка кварцу і польового шпату.

3. Глини здатні утворювати з водою пастоподібні маси різної консистенції, які можна формувати і які зберігають форму та після випалу набувають кам'янистої міцності, що використовують у керамічній промисловості.

4. У всіх глинистих породах переважає SiO_2 , який становить від 45–50 до 75–80 %. Вміст Al_2O_3 – у межах 15–20 %, у рідкісних випадках зростає до 35–38 % або знижується до 8–10 %. Оксиди заліза зрідка становлять 2–4 %. Домішка TiO_2 не перевищує, головню, 1,5–2,0 %. Оксиди лужних металів здебільшого становлять 2–4, досягаючи іноді 6–8 %. Значно ширший діапазон коливань вмісту CaO і MgO : від слідів і малих часток відсотка до 7–8 %. Інші домішки (MnO , Cr_2O_3 , P_2O_5 та ін.) становлять, зазвичай, частки відсотка.

Схарактеризуємо детальніше глинисті мінерали, з яких складені глинисті породи.

Глинисті мінерали, які належать до групи водних алюмосилікатів, відрізняються від інших мінералів цього класу високою дисперсністю, гідрофільністю, здатністю до сорбції та іонного обміну. Вони є активною складовою частиною дисперсних гірських порід. Навіть їхні невеликі вмісти впливають на такі властивості порід, як гідрофільність, міцність, водопроникність, пластичність, набухання.

Для глинистих мінералів характерна: шарувата або стрічково-шарувата структура кристалічної ґратки, тому вони набувають особливих властивостей порівняно з іншими. Ніякі інші мінерали, що мають розмір $< 0,01$ або $< 0,001$ мм, не здатні утримувати в достатній кількості воду в разі зволоження, давати пластичне тісто і піддаватися формуванню, поглинати катіони й обмінюватись ними з навколишнім середовищем.

У літературі є велика кількість класифікацій глинистих мінералів, побудованих на кристалохімічних засадах. Однак єдиної класифікації глинистих мінералів і номенклатури окремих мінералів та їхніх груп наразі не існує. Тому глинисті мінерали можна схарактеризувати, зводячи їх у декілька великих груп (табл. 11.1).

Таблиця 11.1

Мінерали глини і групи глинистих мінералів за кристалохімічною будовою, за М. Вікуловою та ін., 1973

Тип структури	Група	Серії (мінерали)	Структурні формули*
<p><i>Аморфні мінерали</i> <i>Кристалічні мінерали</i></p> <p>Шаруватий</p> <p>1. Диформний, або двошаровий (складений з пакетів, які включають один шар кремнекисневих тетраедрів і один шар алюмогідроксильних октаедрів)</p> <p>2. Триформний, або тришаровий (складений з пакетів, які включають два шари кремнекисневих тетраедрів і один, між ними, шар алюмогідроксильних октаедрів):</p> <p>з ґраткою, що розбухає</p> <p>з ґраткою, що не розбухає</p> <p>3. Тетраформний (складений чергуванням тришарових пакетів з шарами бруситового-гідраргілітового типу) стрічково-шаруватий або шарувато-стрічковий</p> <p>змішаношаруватий</p>	Алофану	Алофан	$m\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot n\text{SiO}_2 \cdot p\text{H}_2\text{O}$
	Каолініту	Діоктаедрична (каолініт, дикіт, накрит)	$\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4$
	Серпентину	Триоктаедрична (галуазит, антигорит, хризотил)	$\text{Al}_2[\text{Si}_2\text{O}_5](\text{OH})_4 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
	Монтморилоніту або смектиту	Діоктаедрична (Al-монтморилоніт, Fe-монтморилоніт – нонтроніт, Cr-монтморилоніт – волконськоїт) Триоктаедрична (Mg-монтморилоніт – сапоніт, гекторит, Zn-монтморилоніт – соконіт, Ni-монтморилоніт – пімеліт, Cu-монтморилоніт) та ін.	$(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Cr})_{2-x}\text{Mg}_x \times$ $\times [(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}] (\text{OH})_2 \times$ $\times [\text{Na S} (\text{Mg}, \text{Ca})]_x \times$ $\times n\text{H}_2\text{O}$
	Вермикуліту	Діоктаедрична (вермикуліт) Триоктаедрична (вермикуліт)	$(\text{Mg}, \text{Zn})_3[\text{Si}_{4-x}\text{Al}_x\text{O}_{10} \times$ $\times (\text{OH})_2[\text{NaS}(\text{Mg}, \text{Ca})] \times$ $\times n\text{H}_2\text{O}$
	Пірофіліту-тальку	Діоктаедрична (пірофіліт) Триоктаедрична (тальк)	$(\text{Mg}, \text{Ca})\text{S} \times n\text{H}_2\text{O}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_2[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}]$
	Гідрослюда	Діоктаедрична (гідромусковіт, іліт, брамаліт, глауконіт) Триоктаедрична (гідробіотит, ледикіт)	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{<1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$
	Хлориту	Діоктаедрична (судоїти) Триоктаедрична (пенін, клинохлор та ін.)	$(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_{<1}(\text{Fe}^{3+}, \text{Mg}, \text{Al})_2[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}] \times$ $\times (\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$
	Палигорськіту або гормітів	Діоктаедрична (палигорськіт або атапульгіт) Триоктаедрична (сепіоліт) Упорядкована (алевардит, коренсит, ректорит, сангарит, тосудит) Невпорядкована (монтморилоніт-гідрослюда, монтморилоніт та ін.)	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Al})_{4-6}[(\text{Si}, \text{Al})_4\text{O}_{10}](\text{OH})_8$ $\text{Mg}_5(\text{H}_2\text{O})_4(\text{OH})_2 \times$ $\times [\text{Si}_8\text{O}_{20}] \times n\text{H}_2\text{O}$ $\text{Mg}_8(\text{H}_2\text{O})(\text{OH})_4 \times$ $\times [\text{Si}_{12}\text{O}_{30}] \times n\text{H}_2\text{O}$

* Кількість тривалентного заліза, утвореного у разі окиснення Fe^{2+} вихідних слюд.

Основою будови глинистих мінералів, як і всіх філосилікатів (слюд і слюдоподібних мінералів), є два елементи: *кременекисневі тетраедри* й *алюмогідроксильні октаедри*. Кожний з них, поєднуючись з однотипними елементами, створює свої найелементарніші шари *сітки*: тетраедричні та октаедричні. Їх треба розглядати як структурні елементи вищого порядку. Різномірні сітки, поєднуючись, утворюють ще складніші структурні елементи – *пакети*, або *шари*. За комбінаціями в них сіток розрізняють мінерали з двома (1:1), трьома (2:1, тобто дві октаедричні сітки, відокремлені тетраедричною) й умовно чотирма (2:1:1) шарами, причому в останньому випадку октаедрична бруситоподібна сітка займає особливе положення між тришаровими пакетами, її нерідко називають “*міжшаром*”. Крім того, у разі нерегулярного чергування шарів різних типів, яке відображає, наприклад, численні фази взаємопереходів мінералів один в одного або незакономірні зростання, виділяють змішаношаруваті мінерали (рис. 11.2–11.9).

Сітки вважають безконечними по горизонтальних осях координат (*a* і *b*), і тільки в групі магнезійних силікатів вони, мабуть, перериваються по одній осі через п’ять (палигорськіт) і вісім (сепіоліт) октаедрів. Окрім загального для всіх філосилікатів переривання або послаблення зв’язку по вертикальній координатній осі (по осі *c*), що простежують за досконалою спайністю по базису, це приводить ніби до другої спайності, що виражена волокнистою або стрічковою формою кристаликів. *Кристалічну структуру магнезійних силікатів уважають шарувато-стрічковою або стрічково-шаруватою*.

У разі виділення мінеральних різновидів використовують тонші структурні особливості, наприклад, розвертання сіток усередині шару навколо вертикальної сітки на певний кут та зсув один щодо одного. Елементарна комірка кристалічної структури тоді замість одного шару містить два, три і шість шарів, що позначають цифрою перед M або T (моноклінна або триклінна сингонія). Отже, залежно від будови шару, розташування шарів один щодо одного та кількості шарів в елементарній комірці виникають *політипи*, наприклад, у гідрослюдах 1M – моноклінна ґратка з одного шару (низькотемпературні аутигенні мінерали типу глауконіту з видовжено-пластинчастою, або тріскоподібною, формою лусок), 2M1 – моноклінна ґратка двох шарів, що утворюють під час метагенетичних змін і виражені в ізометрично-пластинчастій формі лусок (гідромусковіти та ін.). Цифри 1, 2 або буква *d* праворуч унизу означають, відповідно, поворот суміжних шарів навколо осі *c* на 60°, 120° або невпорядковані повороти то на 60, то на 120°, які визначають нерегулярність, дисперсність або “розбовтаність” структури.

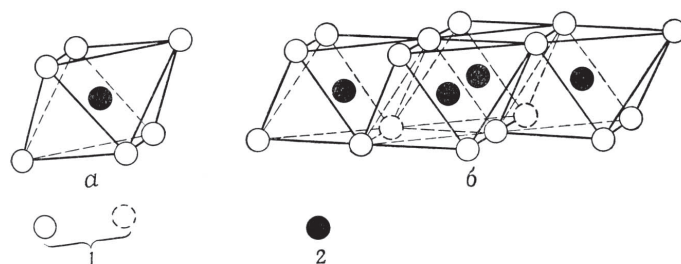


Рис. 11.2. Схематичне зображення окремого октаедра (а) й октаедричної сітки структури (б).

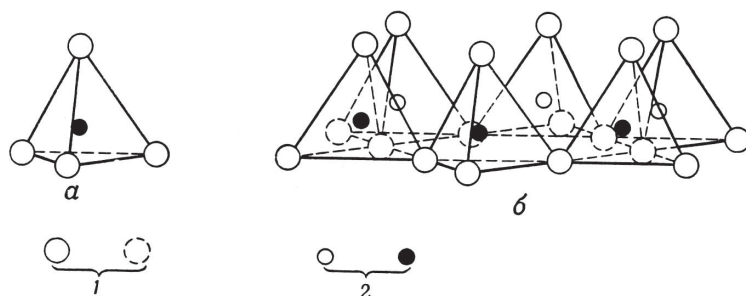


Рис. 11.3. Схематичне зображення окремого кременекисневого тетраедра (а) і сітки кременекисневих тетраедрів, розташованих за гексагональним мотивом (б).

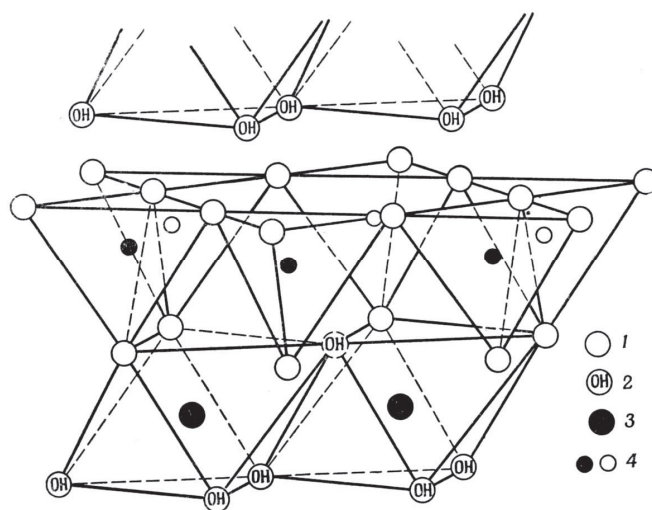


Рис. 11.4. Схематичне зображення структури каолінітового шару, за Дж. Грюнером: 1 - кисень; 2 - гідроксиди; 3 - алюміній; 4 - калій.

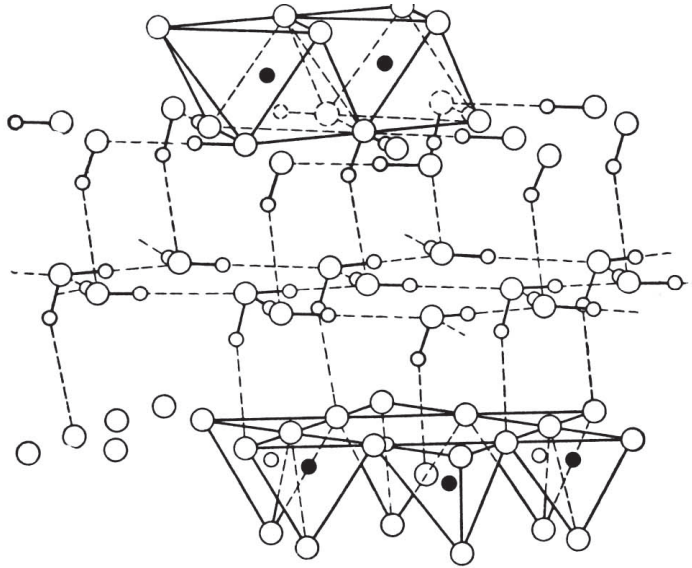


Рис. 11.5. Схематичне зображення частини структури галуазиту, який містить $4\text{H}_2\text{O}$, що відображає одиничний шар молекул води з конфігурацією, запропонованою Р. Хендріксом і Р. Джеферсоном.

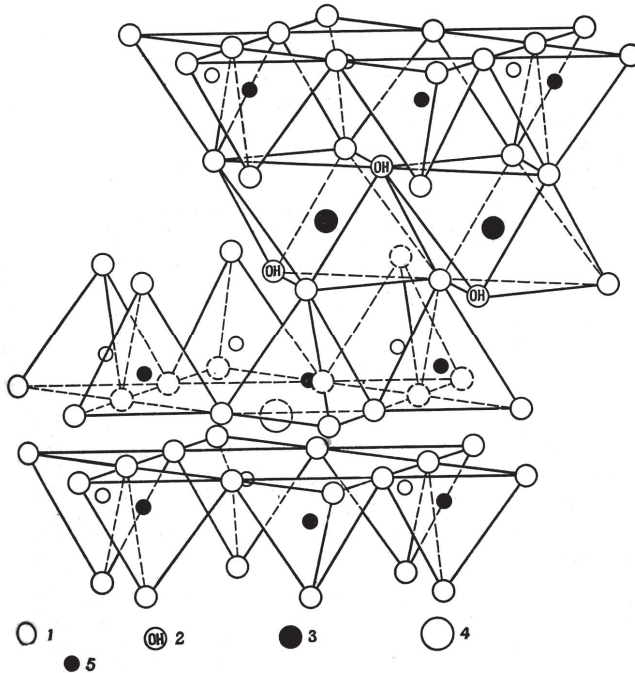


Рис. 11.6. Схематичне зображення структури мусковіту:
1 - кисень; 2 - гідроксиди; 3 - алюміній; 4 - калій; 5 - кремній (на 1/4 заміщений алюмінієм).

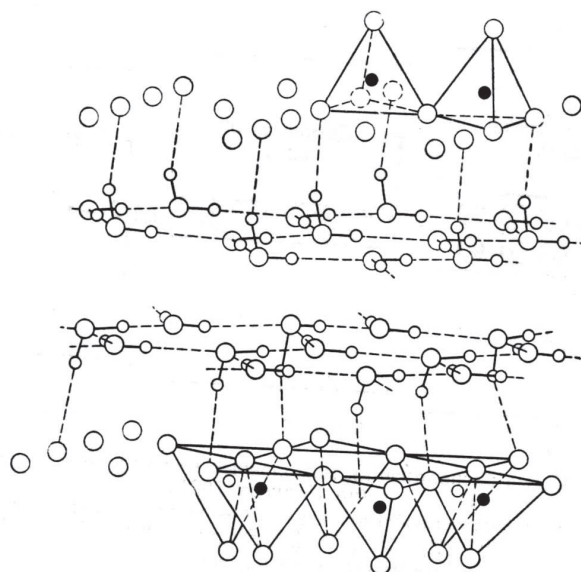


Рис. 11.7. Схематичне зображення ділянки структури вермикуліту з шарами молекул води, за Р. Хендріксом і Р. Джеферсоном.

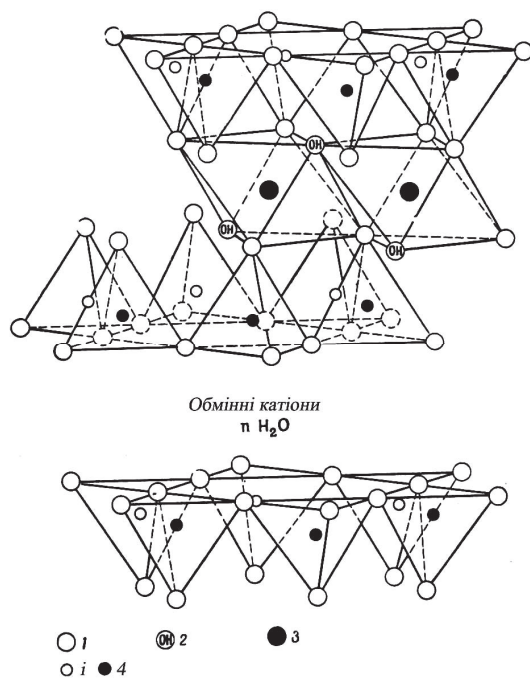


Рис. 11.8. Схематичне зображення структури монтморилоніту, за Р. Гофманом, Р. Ендемом, О. Вілмом, Р. Маршалом, і Р. Хендріксом: 1 - кисень; 2 - гідроксиди; 3 - алюміній; 4 - калій.

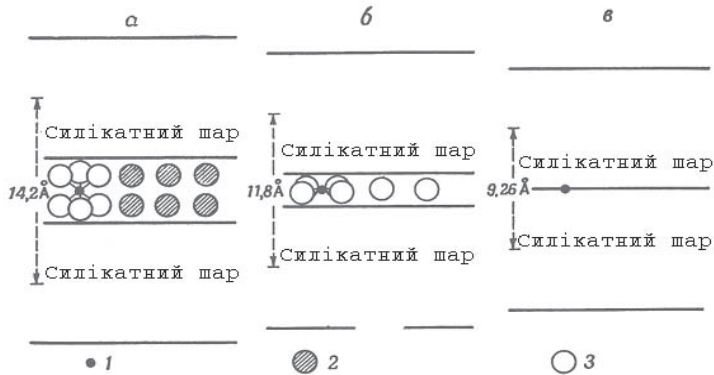


Рис. 11.9. Схема розташування міжшарових молекул води у вермикуліті, за С. Ролкером:

a – повністю гідратований вермикуліт; *б* – вермикуліт, гідратований приблизно наполовину після видалення незв'язаної води: з шести молекул води вихідної гідратної оболонки (див. *a*) лише чотири дотичні до йона магнію; *в* – повністю дегідратований вермикуліт з атомами магнію в порожнинах між силікатними шарами; 1 – іон магнію; 2 – незв'язана вода; 3 – залізо.

Хімічні особливості, які так чи інакше позначаються і на структурних параметрах, дають більші можливості розрізняти глинисті мінерали та їхні варіанти, різновиди і модифікації, тобто нижчі ранги багаторівневої ієрархії глинистих мінералів, а також частково і вищі – підгрупи і деякі групи. *Хімічні варіації визначені перш за все широким ізоморфним заміщенням структурних позицій Al (від 0 до 100 %) і Si (неповним, але значним, до 1/4) катіонами тої ж або меншої валентності.* У другому випадку шар перестає бути електрично нейтральним і набуває негативного заряду, що його компенсує поглинання з порових вод або морської води (під час перенесення та седиментації) катіонів K, Na, Ca, H₃O (триоксоній) та інших. Великий катіон K у слюдах та гідрослюдах розташовується в лунці між атомами кисню тетраедричної сітки (вони утворюють гексагональну комірку) і стає структурно фіксованим та міцно зв'язаним. Тому він, як і Na в арагонітах та Ca у крихких слюдах, не належить до обмінних катіонів. Інші ж катіони, що розташовані в міжшарових просторах і зв'язані з шарами менш міцно, є *обмінними*. Кристалічна ґратка набуває здатності розсуватися і набухати в разі поглинання міжшаровим простором дипольних молекул води та великих іонів і органічних речовин, що максимально виявляється в монтморилонітах та інших смектитах.

Якщо октаедричні позиції зайняті тільки або переважно тривалентними катіонами – Al, Fe³⁺, Cr та іншими, то можуть займати лише дві позиції. Такі мінерали називають *діоктаедричними*. Якщо октаедричні позиції зайняті переважно Fe²⁺, Mg, Zn, Ni, Cu, Mn та іншими двовалент-

ними катіонами, то замість двох тривалентних атомів у них можуть бути фіксовані три атоми, тому такі мінерали можна називати *триоктаедричними*. Хоч різкої межі між ді- та триоктаедричними мінералами немає (а є поступовий перехід за широкого ізоморфізму), однак ці відмінності все ж можна використати для виділення мінеральних видів. Л. Рекшинська за цією ознакою виділяє більші одиниці – підгрупи мінералів (табл. 11.2).

Т а б л и ц я 11.2

Класифікація глинистих мінералів, за Л. Рекшинською, 1988

А. Аморфні – алофони, Б. Кристалічні

Структура	Шарувата							Шарувато-стрічкова
	1:1	2:1			2:1:1		2:1	
Тип шару								
Група	I. Каолініту-серпентину	II. Пірофіліту-тальку	III. Слюд	IV. Вермикуліту	V. Сметити-ту (монтморилоніту-сапоніту)	VI. Хлориту	VII. Змішано-шаруватих	VIII. Палигорськіту-сепіоліту
Заряд шару q	0	0	0,7–1,0	0,6–1,0	0,6–0,9	Змінюється	Змінюється	Змінюється
d_{001} , Е	7,2	9,2	10,0	14,5	12,5–15,5	14		10,5 і 12,3
Діоктаедричні	п/г <i>каолініту</i> каолініт дікіт накрит галуазит аноксит	п/г <i>пірофіліту</i>	п/г <i>нормальних слюд</i> мусковіт парагоніт фенгіт п/г <i>крихких слюд</i> маргарит п/г <i>гідрослюд</i> іліт серіцит глауконіт	п/г <i>вермикуліту</i> <i>діоктаедричного</i>	п/г <i>монтморилоніту</i> монтморилоніт нонtronіт волконськоїт бейделіт	п/г <i>хлорити діоктаедричного</i> донба-сит судоїт кукеїт тосудит	п/г <i>упорядкованих ректорит</i> (Сл-М) коренсит (Хл-Сп) п/г <i>неупорядкованих</i> Сл-См См-Хл К-См К-Сл Хл-В Сл-Хл-См та ін.	<i>палигорськіт</i> $d_{110} = 10,5 \text{ \AA}$ стрічка з двох пасом <i>сепіоліт</i> $d_{110} = 12,3 \text{ \AA}$ стрічка з трьох пасом
	Триоктаедричні	п/г <i>серпентину</i> хризотил антигорит лізардит п/г <i>бартьерину</i> бартьерин кронштедтит тюрінгіт гриналіт амезит	п/г <i>тальку</i>	п/г <i>нормальних слюд</i> флогопіт біотит п/г <i>гідрослюд</i> гідробіотит п/г <i>крихких слюд</i> клинтоніт	п/г <i>вермикуліту</i> <i>триоктаедричного</i>	п/г <i>сапоніту</i> сапоніт гекторит цинвальдит медмонтит	п/г <i>пеніну-клінохлору</i> пенін клінохлор п/г <i>шамозиту</i> шамозит	

У класифікації Л. Рекшинської, як і в інших, у першому підрозділі виділяють *аморфні* (алофани) і *кристалічні глинисті мінерали*. Перші рідкісні і багато що в них неясне, тому майже всі глинисті мінерали треба вважати кристалічними, на противагу, наприклад, окисним, серед яких аморфний стан досить типовий.

За *мінеральним складом* виділяють мономінеральні, олігоміктові (малозмішані), мезоміктові (середньозмішані) та поліміктові (сильнозмішані) групи (табл. 11.3).

Таблиця 11.3

Мінералогічна класифікація глинистих порід

Мономінеральні й олігоміктові	Мезоміктові й поліміктові
Каолінітові (каоліни)	Каолініт-гідрослюдисті
Монтморилонітові	Гідрослюда-сметитові
Гідромусковітові (серицитові)	Сметит-гідрослюдисті
Глауконітові	Хлорит-сметитові
Нонтронітові	Хлорит-гідрослюдисті
Серпентинові	Гідробіотит-вермикуліт-глауконітові
Палигорськітові	Каолініт-хлорит-гідрослюдисті
Сепіолітові	Палигорськіт-монтморитонітові та ін.
Волконськоїтові	

У довготривалій історії глинисті породи проходять низку стадій, які настільки сильно змінюють їхні петрографічні властивості, що їх виражають спеціальними назвами.

1. **Мули глинисті** – водонасичені, мають властивість плинності, що виражена в здатності розтікатися тонким або товстим шаром під дією власної ваги, тобто вони рідкі або в'язкі; мають межу плинності.
2. **Глини** – пластичні породи, що розмокають у воді, їх розрізняють за ступенем липучості, плинності, пластичності як м'які прихованоплинні, липкі та в'язкі; мають межу пластичності.
3. **Аргіліти** – глинисті породи напівтвердого фізичного стану, які не розмокають, під час руйнування виявляють ознаки пластичності; мають межу усадки.
4. **Глинисті сланці** – не розмокають, набувають вторинної сланцюватої текстури і лепідобластової структури, які свідчать про метаморфічну перекристалізацію, мають твердий фізичний стан.

Кожна з цих градацій відрізняється ступенем гідратованості, природою і видами структурних зв'язків.

Хоча глини здебільшого тонкодисперсні та візуально незернисті, тобто за структурою “пелітові”, їх, однак, розрізняють *за розміром*

мікрочастинок – лусок, які сильно варіюють, а також за їхнім взаємовідношенням. Глинисті кристали бувають від 1–2 до 0,0001 мм і, можливо, дрібніші, тобто діапазон розмірів – не менше п’яти порядків.

М. Вікулова (1957) виділила тонкодисперсні (дрібнопелітові), які складаються з лусок дрібніше 0,001 мм, і крупнодисперсні (крупнопелітові), в яких переважають частинки 0,01–0,001 мм. У перших під час розтирання в пальцях, проби на зуб або розрізання ножом не відчувається домішки алевритових або піщаних частинок, що відрізняє їх від крупнодисперсних у ході макроскопічного вивчення. Крім того, у разі скачування в сирому вигляді вони дають довгі шнури товщиною до 0,5 см, а крупнодисперсні – коротші та товстіші. Крупнопелітові глини, по суті, мають алевролітову, а якщо виділяти і крупнолускаті, або “грубопелітові”, то й піщану структуру. Оскільки глинисті частинки практично завжди тонколистуваті, тобто лускаті, то їхні гранулометричні типи можна називати тонко- (< 0,001 мм), дрібно- (0,001–0,005), середньо- (0,005–0,01), крупно- (0,01–0,05), грубо- (0,05–0,1) і надто груболускатими (> 0,1 мм), або гігантолускатими (гігалускатими). У палигорськітів та сепіолітів форма кристаликів стрічкова, або волокниста, що робить глини схожими на повстину, яку називають у палигорськітів “гірською шкірою”.

Глинам властиві обидва типи структур за взаємовідношенням лусок: *конформно-* і *неконформно-лускаті*. Перші є первинними (елювіальними і метасоматичними) та вторинними, які виникли на стадії метагенезу в разі метаморфізму, наприклад, у глинистих сланців, що розвинулися по аргілітах. Це *лепідобластові* структури, які свідчать про стиснуте зростання лусок у твердому тілі, тобто про твердотільні перетворення. Некомформно-зернисті глини, які мають уламкову, уламково-лускату структуру, виникають під час механічного перевідкладання глинистих осадів та порід і механічного та фізичного звітрювання мусковітових, біотитових, хлоритових та інших глинистих сланців. *Різке переважання глинистих порід з уламковою структурою свідчить про велетенські масштаби перевідкладення.*

Глиниста речовина змішується в будь-яких пропорціях з уламковими, карбонатними, кременевими, сульфатними, органічними й іншими компонентами, унаслідок чого утворюються ряди змішаних порід. Їх класифікують за загальними правилами. Виділяють чисті (домішок менше 5 або 10 %) і слабо- або сильнодомішкові глини (домішок, відповідно, 10–25 і 25–50 %): якщо це *алеврит*, то глини називають *алевритистими* та *алевритовими*, якщо *пісок* – *піщанистими* та *піщаними*, якщо *вапно* – *вапнистими* (це також глинисті мергелі), якщо *кремнева речовина* – *кременистими* і *кременевими*, або *опокоподібними*. Аналогічно будують назви інших домішок.

11.2. Методи дослідження глинистих порід

Глинисті породи є найважчими для вивчення, що зумовлено їхньою великою дисперсністю, нерідко слабкою окристалізованістю, подібністю оптичних та кристалографічних ознак мінералів, їхнім мінливим хімічним складом, змішаним, часто гетерогенним та нерівноважним мінеральним складом порід, який відображає панівні процеси перевідкладення та повільність процесів трансформації мінералів. Тому щодо глин розроблено велику кількість методів діагностики мінералів, у яких використовують найновіші досягнення фізики і хімії. *Найважливішими методами є такі:*

- 1) *макроскопічне вивчення, а саме: опробування водою на розмочування, соляною кислотою – на наявність вапна, метод краплі, фарбування суспензій органічними барвниками, вивчення з лупою і під бінокляром сколів, зрізів або пришлифувальних та ін.;*
- 2) *вивчення у шліфах під мікроскопом;*
- 3) *імерсійний метод, зокрема, спосіб орієнтованих агрегатів;*
- 4) *гранулометричний аналіз;*
- 5) *термічний аналіз;*
- 6) *електронно-мікроскопічний метод;*
- 7) *рентгенодифрактометричний та інші методи рентгеноструктурного аналізу;*
- 8) *електронографічний метод;*
- 9) *хімічні аналізи;*
- 10) *інфрачервона спектроскопія (ІЧС);*
- 11) *спеціальні методи вивчення міцності, твердості, поруватості, вологості, адсорбційних властивостей, вогнетривкості й інших фізичних і механічних властивостей.*

Для того, щоб назвати глинисту породу глиною або аргілітом, необхідно опробувати її на розмокання у воді: невеликий шматочок породи (приблизно 1 см³ або менше) помістити у воду. Глини розмокають відразу або ж через хвилини–десятки хвилин і перетворюються у пластичну масу. Глини, що розмокають упродовж декількох годин або днів, належать до ущільнених, або аргілітоподібних. Глинисті сланці не розмокають, чим вони відрізняються від зовнішньо подібних первинно листуватих глин. Поряд з розмоканням необхідно зафіксувати розбухання, особливо помітне у смектитових глинах, які макроскопічно саме цим і вирізняються.

Забарвлення глин різноманітне і визначене складом як породотвірних, так і домішкових мінералів та свідчить про умови утво-

рення. Треба пам'ятати, що вологість підсилює колір та відтінок, а висихання – послаблює. Тому необхідно записувати, у якому стані спостерігали колір. Ліпше його фіксувати і в сухому, і у вологому стані. Більшість глинистих мінералів безбарвна, тому чисті глини найчастіше білі або світло-сірі: наприклад, каоліни, гідромусковітові, багато монтморилонітових, палигорськітові та деякі інші глини. Проте у глинах поширений і зелений колір, особливо в глауконітових, хлоритових, нонтронітових, серпентинових, волконськоїтових глинах; нерідко він є і в монтморилонітових. Найчастіше зелений колір зумовлений наявністю у кристалічній ґратці мінералу двовалентного заліза. Тому в разі окиснення такі глини буріють. Гідробіотит надає породам жовтувато-коричневого відтінку.

Глини, як тонкодисперсні породи, легко й у великих кількостях адсорбують з гідросфери гідрооксиди заліза, органічну речовину та інші сполуки й елементи, які також їх забарвлюють у червоні, зелені, чорні, сірі або палево-коричнюваті (бітуми) кольори. Сульфідні заліза надають глинам сірого та сизого, часто досить темного кольору. Червоно- та строкатобарвні глини характерні для аридних зон, однак трапляються і в латеритному профілі звітрювання. Строкате забарвлення виникає і в разі неповного окиснення закисних сполук заліза та неповного, часто точкового, відновлення його окисних сполук.

Структура глинистих порід візуально пелітова, тобто порода незерниста, ніби безструктурна (порода “суцільна”, земляста), або залежно від помітного (понад 10 %) вмісту домішок – алевропелітова, псамопелітова, фітопелітова (за участю рослинних решток) тощо. Чисті глини структурно визначають і як тонковідлучені, тобто в них немає зернистої домішки. Каоліни вугільних шарів, що розвинулися по попелових туфах у кислих умовах торф'яних боліт, нерідко гігакристалічні, що виражене і в їхній назві “мікаліти” (“слядяне каміння”); тоді їхню структуру можна назвати мікалітовою, тобто слядяною.

Текстура нешарувата, шкаралупувата (через прояв колоїдних сил) та шарувата. Шаруватість тонка міліметрова, або субмікроскопічна, а також листувата, дрібношарувата сантиметрова і зрідка грубша. Звичні кучеряві (дія коренів рослин) та зсувні текстури, а в сланцях – сланцюватість і кліваж.

Мінеральний склад визначають точно або приблизно. За зеленим кольором чистих тонів виявляють глауконітові глини, а за бруднішим – хлоритові, за жовтувато-зеленим кольором – нонтронітові й інші смектитові, а також лептохлоритові й волконськоїтові. За розбуханням чітко визначають смектитові глини або участь шарів смектитових мінералів у структурі змішаношаруватих пакетів. У цьому разі

На-монтморилонітові глини (асканіти, огланлінські бентоніти та ін.) помітно збільшуються в об'ємі, сильно вбирають воду і навіть іноді ніби слабо нагріваються. За переважання в складі поглиненого комплексу Са (гумбрин, нальчикіти та ін.) розбухання слабке, проте вони добре намилюються навіть у морській воді. Набухлі глини виявляють у “розкислих” під час дощів дорогах та у степових блюдцях через осідання землі.

Чисті каоліни визначають на дотик (вони жирні, як тальк) і за білим кольором, не розбуханням, а в деяких випадках за крупною кристалічністю, “слюдистістю”.

Мінеральний склад поліміктових глин у взірцях з'ясовують приблизно.

Метод краплі розробив чеський літолог І. Конта (1955). Він ґрунтується на різній швидкості вбирання води або іншої рідини (наприклад, етиленгліколю) рівною або відшліфованою поверхнею глини, на відмінностях форми мокрої плями, рівності або спучуваності її поверхні. Каоліни швидко вбирають краплю води (0,5 хв) і етиленгліколю (3,5 хв), поверхня краплі гладка, кругла, малих розмірів, краї рівні. Монтморилонітові глини вбирають довше (4 хв і десятки хвилин), розмір плями більший, краї нерівні, з амебоподібними виростами, поверхня спучена, набухла. Гідрослюди займають проміжне положення, однак наближені до каолінів, а сепіоліти мають менші параметри, ніж каолініт.

Методи фарбування органічними барвниками, розроблені Н. Веденевою, М. Вікуловою (1952) і М. Ратєєвим (1952), ґрунтуються на здатності метиленового блакитного, безбарвного солянокислого бензидину, хризоїдину та деяких інших органічних барвників, змішаних з глиною, змінювати колір і спектр поглинання залежно від міцності адсорбції крупних катіонів базисною поверхнею глинистих частинок, що визначене кристалохімічними властивостями мінералів (звідси можливість їхньої діагностики) і умовами адсорбції (концентрація і рН розчину, вплив реактивів, які додають, – КСl, НСl та інших, густина суспензії тощо). Отже, в основі методу є явища, наближені до катіонного обміну.

Методика і процедура фарбування описана в низці посібників (Методическое руководство ..., 1957, с. 229–269; В. Фролов, 1964, с. 214–219 та ін.). Цей дуже популярний у минулому метод нині застосовують щораз менше.

Вивчення глинистих порід у шліфах має менші можливості визначення мінералогічного складу глин порівняно з визначенням складу уламкових порід, проте є основним лабораторним методом їхнього

дослідження та базою узагальнення результатів спеціальних методів і аналізів. З навиками склад мінералів у шліфах здебільшого визначають досить однозначно. Докладно вивчають структуру, текстуру, уламкові, аутигенні й органогенні компоненти, процеси заміщення одних мінералів іншими.

Глинисті породи вивчають та описують загалом за загальною схемою з невеликими змінами, а саме: після назви зазначають колір, будову у великому плані та ступінь (не)однорідності, структуру, текстуру та склад глинистої частини породи, неглинисту домішку (уламкову, органогенну, аутигенну), вторинні зміни й інші ознаки. На закінчення бажано намітити послідовність виділення мінералів, якщо це не зазначено під час опису складу. Опис супроводжують необхідними малюнками.

Колір і ступінь прозорості глинистої породи у шліфах можуть свідчити як про склад породоутворювальних компонентів, так і про домішки та ступінь (не)однорідності породи, тому їх треба зазначати під час опису. Заліzysta речовина надає породі червонуватого відтінку, який особливо добре видно у відбитому світлі. У прохідному світлі вона часто непрозора. Гумусова речовина надає породі бурого відтінку, а вуглисті рослинний детрит – сірого та темно-сірого кольору, який не змінюється й у відбитому світлі. Коричнюватими стають і ділянки з фосфатною речовиною, з якою легко сплутати підпалений бальзам, що має нижчий показник заломлення. Глауконітова та хлоритова речовини зумовлюють зелене забарвлення й у шліфі.

Дуже часто глиниста порода – це, зазвичай, закономірна асоціація глинистих та інших порід, які займають у ній другорядне місце: прошки, лінзи, гнізда алевриту, піску або карбонатної, вуглистої та іншої речовини. Тому в опис самої глинистої речовини необхідно зазначити про цю *неоднорідність* і схарактеризувати будову у великому плані. Іноді глина, яка не вміщує відособлених ділянок інших порід, усе ж таки неоднорідна, різні її ділянки відрізняються одна від одної кольором, структурою, кількістю і типом домішок.

Структуру глинистої породи під мікроскопом можна вивчити повніше, ніж за допомогою гранулометричного аналізу, хоча можливості виявлення пелітових частинок різного розміру й оцінка їхнього вмісту у шліфі невеликі. У породі глинисті частинки дуже часто утворюють агрегати, які й сприймають під час вивчення оптичними методами як частинки, а в ході механічного аналізу вони, зазвичай, розпадаються на елементарні складові. Розмір видимих під мікроскопом частинок, які часто є агрегатами, що найліпше виявляються в разі схрещених ніколів за приблизно однаковим загасанням та просвітленням, коливається від тисячних часток до сотих, і в рідкісних випадках – десятих часток

міліметра. Структурні типи природно виділяти перш за все за розміром цих частинок – грубих (понад 0,1 мм), крупних (0,1–0,01), дрібних (0,01–0,001) і тонких (до 0,001 мм). Далі враховують форму глинистих частинок, яка здебільшого буває листуватою, тобто лускатою, і дуже зрідка волокнистою, голчастою, зернистою, іноді агрегати мають оїдну або оолітову форму.

Переважає маса глин має *лускуваті*, а саме: тонко-, дрібно- та крупнолускуваті, структури і дуже зрідка – груболускуваті (каолінітові аргіліти, флінтклей). Структура може бути рівномірно лускуватою або різнолускуватою (різнозернистою) і, у рідкісних випадках, порфіробластовою, коли на загальному однорідному фоні різко виділяються крупні луски або їхні агрегати – вермикулітоподібні (червоподібні) зростки.

У глинах нерідко простежуються структури більшого плану, які виникли в стадії седиментації під час діагенезу. Це коломорфні, фітопелітові, уламкові, реліктові й інші структури.

Для *коломорфних оїдно-оолітових* структур характерна наявність у породі значної кількості округлих або ниткоподібних глинистих тіл – ооїдів, які мають іноді концентричну оолітову будову. Вони утворюються внаслідок випадіння, старіння та кристалізації колоїдів і найчастіше трапляються у корах звітрювання.

Фітопелітові структури, за М. Вікуловою (1957), мають значну домішку формених рослинних решток, у тому числі спор, пилку та водоростей.

Уламкові структури утворюються внаслідок вторинних процесів – перемивання напівзатверділого глинистого осаду у підводних умовах, під час підводних зсувів, укорінювання рослин і діагенетичного перерозподілу глинистої речовини, її розтріскування і перекристалізації. Залежно від розміру та форми уламків ці структури називають брекчієвими (брекчієподібними), конгломератовими (конгломератоподібними), гравійними (гравелітоподібними) і піщаними (або пісковикоподібними).

Від згаданих уламкових структур, які можуть розвиватися і в чистих глинистих породах, що не вміщують уламкової неглинистої домішки, треба відрізнити *алевропелітові*, *піщанопелітові* та інші структури, які виділяють за наявності значної домішки уламкових неглинистих компонентів. Їхній точний вміст виявляють гранулометричним аналізом, а в шліфах оцінюють орієнтовно на око й уточнюють підрахунком. Застосування таблиць, рекомендованих М. Швецовим (1958) і М. Вікуловою (1957), значно підвищує точність оцінки кількості уламкової домішки.

Також у глинах часто простежуються *реліктові* структури – реліктова уламкова (псамітова, алевритова та ін.), реліктова попе-

лова та інші, які утворюються під час заміщення відповідних порід – пісковиків, алевролітів, попелових туфів – глинистою речовиною. Ці структури описують поряд з основною глинистою структурою як “просвічені”, залишкові, якомога докладніше: зазначають ступінь їхньої збереженості, розмір, форму, кількість, розташування структурних елементів, а якщо можливо (ліпшої збереженості), і склад.

Текстури глини у шліфі видно добре, іноді навіть ліпше, ніж у взірці (наприклад, коли шкаралупувата текстура маскує нечітку шаруватість, яка чітко виявляється у шліфі за одноманітним паралельним орієнтуванням глинистих частинок, органічних та інших включень) (табл. 11.4).

У шліфі розрізняють текстури нешаруваті, безладні, і шаруваті, а також деякі інші. Для перших, рідкісніших, характерне неорієнтоване розташування матеріалу і, як наслідок, – агрегатна поляризація: під час обертання столика мікроскопа поле зору не змінюється. Ці текстури є як первинними, які утворюються в неспокійних умовах седиментації, так і, частіше, вторинними, діагенетичними.

Шаруватість глини майже завжди горизонтальна. За ступенем вираженості вона змінюється від чіткої безперервної до перервної, що ледь намічається і нерідко стає лінзоподібною. Шаруватість виявляється в одноманітному орієнтуванні глинистих частинок (орієнтована текстура), що особливо добре видно у схрещених ніколях: поле зору одночасно загасає і просвітлюється.

З інших текстур у глинах трапляється сітчаста (петельчаста), яка часто утворюється з огляду на наявність включень, огинаючи які, глинисті частинки відхиляються від паралельного розташування; гніздоподібна, для якої характерне нерівномірне скупчення піску, алевриту або аутигенних компонентів; плямиста, зумовлена нерівномірним забарвленням; струмениста, сплутана та ін.

Мінералогічний склад глинистої речовини у шліфі найчастіше визначають приблизно; однак і таке визначення дуже важливе для розшифрування даних інших аналізів. У багатьох випадках уже під час вивчення шліфа остаточно визначають склад мінералів глинистої речовини. Вивчення у шліфі, головню за оптичними властивостями (показником заломлення та двозаломленням), дає змогу: 1) з’ясувати однорідність або полімінеральність (поліміктовість) глинистої речовини; 2) намітити глинисті мінерали як основні, так і, у багатьох випадках, другорядні, тобто виявити мінералогічний тип глини; 3) визначити ці мінерали з можливим для кожного з них ступенем обґрунтованості; 4) оцінити – також, зазвичай, з різною точністю – роль (вміст) мінералів у будові глини.

Т а б л и ц я 11.4

Мікроструктури і мікротекстури, найбільше поширені в глинистих породах

Мікроструктура	Характеристика	Мікротекстура	Характеристика
Целітова 1. Меганелітова 2. Лептопелітова а) однорідна б) неоднорідна (коломорфна) б ₁) ооїдна б ₂) оолітова б ₃) порфіробластова б ₄) брекчіоподібна б ₅) конгломератоподібна б ₆) гравелітоподібна Алевритова	Перші чотири мікроструктури виділяють за вмістом глинистої маси та уламкових часточок. Перша характерна для тонкодисперсних порід, складених майже винятково (не менше 95 %) частинками < 0,01 мм. Три останні містять 5–50 % уламкових частинок різного розміру. В однорідній глинистій масі містяться округлі й неправильні без ядерні форми (ооїди), які мають концентричну будову (б ₁ – б ₂). В однорідній масі містяться крупні агрегати, вермиклітоподібні зростки (б ₃). Структури (б ₄ – б ₆) містять у глинистій масі кутасті, округлі й овальні дліянки, складені глинистою речовиною, що розташовані у глинистій масі (розмір дліянок різний)	Орієнтована	Виділяється у глинистих породах, які мають паралельне або субпаралельне співвідношення агрегатів глинистих часток або ефекти одночасного загасання в разі схрещених ніколів
Псамопелітова	Порода містить уламковий матеріал псамітової розмірності (1,0–0,05 мм) в кількості 5–50 %	Неорієнтована Шарувата, горизонтально-шарувата, переривчаста (штрихувата), неперервна, лінзоподібно-шарувата	Глиниста маса порід не має перелічених вище ознак. У ній наявні різномірні компоненти: глинисті мікропрошарки різного забарвлення або складу чи глинисті прошарки і прошарки, складені уламковими або іншими частинками. Характер меж між компонентами може бути неперервним або переривчастим. Пов'язана з розподілом у глинистій масі дрібних лінзочок уламкового матеріалу
Алевропсамітопелітова	Порода містить уламковий матеріал псамітової розмірності (1,0–0,05 мм) в кількості 5–50 %	Плямиста, лукувата, пластівцеподібна, струмениста	Текстура виділяється залежно від характеру і розподілу пгментної домішки, переважно гідрооксидних сполук заліза або органічних сполук
Фітопелітова	Порода містить уламковий матеріал алевроитової псамітової розмірності у кількості від 5 до 50 %	Очкова, гніздоподібна, лінзоподібна	Характерна для порід, які містять уламковий матеріал. Текстури виділяються залежно від розподілу в породі уламкового матеріалу у вигляді правильних плямочок, гнізд або ліній
Реліктова Уламкова Попелюха Змішані структури	У глинистій масі наявна помітна кількість формених елементів рослинних решток Наявні залишки структур материнських порід або мінералів у вигляді незруйнованих і напівзруйнованих зерен. Первинний матеріал повністю замінений глинистим Порода містить фрагменти названих мікроструктур	Змішані мікротекстури	Наявні різні типи мікротекстур

Примітка. Структури виникають у процесі діянезу, перерозподілу глинистої речовини в породі і його перекристалізації по тріщинах, унаслідок перевідкладання глинистих уламків; недалеко від місця руйнування.

Оптичні властивості глинистих мінералів, незважаючи на невеликі різниці (низьке заломлення і невисокі кольори інтерференції, які пояснюють як порівняно невисоким двозаломленням, так і дрібними розмірами глинистих кристалів), усе ж здебільшого дають змогу відрізнити одні мінерали від інших (табл. 11.5). Навіть за дуже дрібних розмірів частинок (до 0,001 мм) у тонких ділянках шліфа (по краях) в разі великих збільшень за різницями показників заломлення та двозаломлення, а іноді й кольору вдається виявити декілька мінералів. Не завжди ці мінерали можна впевнено визначити і, отже, назвати, однак виділити їх можна і необхідно. Назви у сумнівних випадках дають умовні (наприклад, “мінерал типу гідромусковіту” або “типу каолініту” тощо) або більш нейтральні, описувальні (“безбарвний мінерал”, “мінерал низькодвозаломлений”).

Каолінітові глини визначають за низьким двозаломленням близько 0,007 (сірі інтерференційні забарвлення) або ще нижчим, за показником заломлення глинистої маси, трохи більшим, ніж у кварцу. Якщо трапляються червоподібні вермикулітоподібні зростки, то визначення спрощується. Колір не є суттєвим, оскільки безколірний каолініт дуже часто буває забарвлений домішками. Подібні галуазитові глини (або ділянки) відрізняються майже повною ізотропністю і нижчим (менше від кварцового) показником заломлення. Непрямою ознакою слугують також вермикулітоподібні зростки каолініту.

Монтморилонітові глини відрізняються низькими показниками заломлення (меншими, ніж у канадського бальзаму і калієвого польового шпату) і високим (0,02–0,04) двозаломленням, що виражене у яскравих кольорах інтерференції – жовтих, червонуватих кінцях першого порядку. За цією властивістю вони не відрізняються від гідрослюд. Забарвлення у шліфі часто буває жовтувато-зеленкуватим.

Гідрослюдисті, а саме – гідромусковітові (ілітові), глини відрізняються вищим, ніж у кварцу, показником заломлення і яскравими кольорами інтерференції (жовті, червоні, сині кінці першого та початку другого порядку), які свідчать про порівняно високе двозаломлення (близько 0,02–0,03, іноді до 0,04). Такі ж властивості має залізистий монтморилоніт, який оптично майже не відрізняється від гідрослюд, якщо не вловлюється його зеленкуватий колір. Однак цей мінерал рідкісний. Якщо зелений мінерал має такий же або дещо вищий показник заломлення та низькі (сірі) кольори інтерференції, то його треба зачисляти до хлоритів. Бейделітові глини нечітко визначають за невисоким показником заломлення (менше від кварцового і вище, ніж у калієвого польового шпату, тобто наближеного до канадського бальзаму) і невисоким двозаломленням (близько 0,02–0,03), а монотермітові – за такого ж заломлення – за нижчим двозаломленням (близько 0,015–0,020).

Т а б л и ц я 11.5

Оптичні сталі глинистих мінералів

Мінерал	Показники заломлення		Двозаломлення $n_g - n_p$	Характерні особливості
	n_g	n_p		
Алофан	1,468–1,480	1,512	Часто ізотропний	Землистий, твердий, крихкий
Каолініт	1,560–1,570	1,533–1,563	0,006–0,007 і менше	Білий, масний на дотик, майже ізотропний
Галуазит	1,507–1,550	1,507–1,550	0,002 Практично ізотропний	
Гідромусковіт (літ)	1,570–1,590	1,550–1,570	0,010–0,036	Переважно магматичний Морський, гальміролітичний
Серицит	1,570–1,600	1,560–1,580	0,020–0,040	
Глауконіт	1,570–1,660	1,545–1,630	0,020–0,030	
Гідробіотит	1,582–1,630	1,545–1,600	0,020–0,040	Жовтуватий, набухає
Вермикуліт	1,545–1,585	1,525–1,561	0,014–0,040	
Монтморилоніт	1,500–1,565	1,480–1,540	0,014–0,035	Сильно набухає
Нонтроніт	1,550–1,650	1,540–1,620	0,020–0,035	У корах звігрювання ос- новних і ультраосновних Досить рідкісний
Сапоніт	1,510–1,525	1,480–1,490	0,010–0,030	
Гекторит	1,510	1,485	0,025	
Байделіт	1,531–1,588	1,494–1,599	0,019–0,040	
Пенін	1,570–1,580		0,003	Світло-зелений
Клінохлор	1,570–1,605		0,003–0,014	Жовто-зелений
Шамозит	1,620–1,660		0,010–0,023	
Тосудит	1,574	1,564	0,010	Дітриоктаедричний
Судоїт (дон- басит)	1,583	1,569	0,014	Діоктаедричний
Палигорсь- кіт	1,512–1,560	1,500–1,513	0,007–0,020	Синонім “гірська шкіра” – “повсть” волокнистий
Сепіоліт	1,508–1,548	1,498–1,536	0,009–0,015	
Змішано- шаруваті	1,512–1,620	1,490–1,600	0,010–0,035	Сл-Гм, См-Хл, К-См-К-Гм неупорядковані
Ректорит	1,559	1,519	0,040	Упорядкований Сл-См Хл- См
Коренсит				

Визначення глинистих мінералів у шліфі уточнюють за допомогою імерсійного методу, який дає змогу розглядати їх в іншому перерізі – паралельному до спайності (шліфи, зазвичай, роблять перпендикулярно до шаруватості та спайності), а також забарвлення та інших методів.

Неглинисті *домішки* бувають представлені уламковими, органічними й аутигенними компонентами.

Розмір *уламкових компонентів* зазвичай понад 0,01 мм. Вивчають та описують їх, як і уламкові породи: форма, розмір, склад, вторинні зміни (розчинення, заміщення, перекристалізація тощо), кількість (вміст), розподіл по породі. Кварц у глинах часто помітно змінюється – розчиняється, зазнає кородування сидеритом, кальцитом, гідрооксидами заліза, глауконітом. Польові шпати, зазвичай, несвіжі, мутні, заміщені каолінітом, хлоритом, гідромусковітом. Свіжі польові шпати (разом зі свіжим біотитом) трапляються у монтморилонітових глинах попелового походження. Слюди, головню, гідратизовані, розщеплені, вигнуті та перетворені у снопоподібні агрегати гідрослюд з окремими ділянками, які зберігають високе двозаломлення. Зазнають змін і поступово зливаються з глинистою масою й уламки порід, особливо ефузиви.

Рослинні рештки звичайні для глин і надають їм темно-сірого та чорного забарвлення. Їх поділяють на обвуглений рослинний детрит та гелефіковану речовину. Рослинний детрит, зазвичай, непрозорий, свідчить про розкладання (обвуглення, фіузенізацію) органічної речовини в аеробних умовах, перетворення її у вуглисту фіузенізовану речовину. Гелефікація решток рослин, тобто набухання, розкладання під впливом анаеробних бактерій та перетворення їх у колоїдну безструктурну речовину, відбувається без доступу кисню у сильно обводнених умовах. Гелефікована речовина прозоріша, вона просвічує коричневим кольором і переважно безформна, хоча нерідко (коли процес гелефікації тільки розпочався) зберігає структури тканини.

Фауністичні рештки у глинах рідкісніші й представлені як частинами великих черепашок, так і скелетними рештками мікроорганізмів – форамініфер, радіолярій, остракодів. Нерідко вони бувають заміщені піритом, фосфатами й іншими аутигенними мінералами. Органічні рештки описують за загальною схемою як включення.

На закінчення можна зазначити про вторинні зміни й інші ознаки, які не ввійшли в опис, а також дати назву глинистої породи.

Імерсійний метод. Щодо глин він отримав назву *метод орієнтованих агрегатів*, тому що найчастіше (і найпростіше) вивчають не шматочки породи, а осад глинистих частинок з приготовленої суспензії. У спокійній воді шари глинистих мінералів лягають (наприклад, на підвішену скляну пластинку) з суспензії паралельно один до одного, утворюючи текстурований полікристал. Після висихання глинисту плівку зрізають лезом бритви і вивчають шматочками в імерсійних рідинах: визначають показник заломлення n_m , а на неминучих заворотах плівки, коли упорядкований агрегат частинок стає частинками приблизно вертикально до предметного скла, – і двозаломлення. Метод легкий, універсальний, досить точний, його можна застосовувати у польових умовах та на борту наукових суден.

Інший варіант імерсійного методу – *мазки* на предметному склі з краплі свіжих сучасних осадів, наприклад, тих, які підняли з дна моря на борт судна; після висихання глинисту та алевритову частини вивчають у рідинах з різними показниками заломлення. Мазки можна робити і з ущільнених глин, і з аргілітів та глинистих сланців після їх розтирання. У мазках вивчають біофрагменти та інші компоненти осадів і порід.

Гранулометричний аналіз є дуже важливим методом вивчення структури глин та виявлення генетичних ознак осаду. Аналізу підлягають практично тільки ті глини, що розмокають, а з тих, що не розмокають, – карбонатні, тому що карбонат можна видалити соляною кислотою: обробляють роздроблену породу. Гранулометричний аналіз глин по шліфу дає значно меншу інформацію, ніж аналіз пісків.

Розділення глини на тонкі фракції ускладнене агрегуванням частинок. Агрегати виникають у разі звітрювання, перенесення, осадження (зокрема, як копроліти, тобто в процесі біоагрегації) та діагенезу. Якщо агрегати утворилися до гальміролізу і діагенезу, то їхнє руйнування, тобто дезінтеграція на окремі глинисті луски (дисперсійний аналіз), дає перекручений гранулометричний склад. Однак і збереження (агрегатний аналіз) або часткове руйнування (мікроагрегатний аналіз, коли зберігаються від дезінтеграції найміцніші дрібні агрегати) також спричиняють перекручування. Крім того, через розщеплення глинистих частинок під час розтирання або набухання можна отримати неправильний гранулометричний склад: скільки розітреш глини, стільки й одержиш глинистих частинок.

Водорозчинні солі (хлориди, сульфати), що сприяють агрегуванню, вимивають водою, ліпше дистильованою, або іншим способом.

Глинисті породи, як і наближені до них за вмістом глинистої речовини алеврити, найчастіше підлягають комплексному гранулометричному аналізу. Розсіювання доцільніше проводити після вилучення глинистої речовини, яка могла б забити сита. Ситами, набори яких містять і сито з найдрібнішим отвором (приблизно 0,05 мм), розділяють тільки піщані фракції. Алевритову та пелітову частини породи, що залишаються на піддоні, далі розділяють відмулюванням у воді за методом А. Сабаніна й аналізують піпетковим методом.

Електронна мікроскопія. За роздільною силою електронні хвилі набагато коротші, ніж світлові, які перевищують їх у багато разів: у ліпших електронних мікроскопах – складних високовольтних вакуумних приладах – можна бачити частинки 5–10 Å. У геології використовують електронні мікроскопи просвічувальні та растрові, або сканувальні.

Просвічувальний електронний мікроскоп (ПЕМ) дає змогу визначати таке (Л. Рекшинська, 1966):

- 1) ступінь мінеральної однорідності фракції до 0,001 мм, що необхідно для правильного тлумачення даних термоаналізу, хімічного і рентгенодифрактометричного та інших аналізів;
- 2) форму, розмір глинистих частинок і зерен кварцу, цеолітів та інших неглинистих мінералів, ступінь окристалізованості й руйнування, наявність включень, ступінь дисперсності та ін.;
- 3) мінеральний склад – за формою, розміром, товщиною частинок та інших ознак;
- 4) приблизно – кількісні співвідношення мінералів і розмірних фракцій.

За наявності характерних ознак – субгексагональна форма лусок каолініту, волокниста – палигорськітів та сепіолітів, трубчаста – галуазитів та інших – визначення відбувається досить легко, однак часто потрібне залучення інших методів: рентгеноструктурного, електроннографічного, хімічного і термічного. М. Вікулова у просвічувальному електронному мікроскопі всі мінерали спочатку розділяє на ізометрично-лускуваті та видовжено-лускуваті. Мінеральну належність далі визначають за іншими особливостями форми, різкістю або розмитістю обрисів, розмірами частинок у площині плівки-підкладки і прозорістю для електронів, яка залежить головно від товщини.

Каолініт (рис. 11.10, а) найчастіше ізометричної форми, з гексагональними обрисами, різкими контурами, однаковою, часто значною товщиною і нерідко великими розмірами (> 0,001 мм). Поширений уламковий, перевідкладений каолініт, у якого зберігаються лише одна–три грані.

Галуазит має форму трубочок (див. рис. 11.10, б), що визначають за більшою прозорістю уздовж осі: це можна пояснити тільки скрученістю листочків. І справді, у разі нагрівання до 400–500 °С трубочки розпрямляються, і тоді галуазит не відрізняється від каолініту. Трапляються і пластинчасті галуазити.

Гідрослюда (див. рис. 11.10, в) частіше видовженої форми з різкими рваними обрисами (тріскоподібні), різної товщини і прозорості, у разі взаємоперетворень з монтморилонітами контури стають розпливчасті.

Монтморилоніт (див. рис. 11.10, е) має ізометричні луски неправильної форми і звичайно менших розмірів порівняно з гідрослюдами, часто агрегований, товщина і прозорість різні в різних ділянках лусок, контури яких нерідко розпливчасті і нечіткі, особливо у пластівцеподібних. Це корелює з розбуханням і сильним диспергуванням. У разі переважання в складі увібраних катіонів Са агрегати збільшуються. Вони нерідко зберігають форму вітрокластів

або кристалокластів, які зазнали монтморилонізації. У випадку заміщення ріолітових або дацитових вітрокластів надлишок кремнезему формує ідіоморфні кристали кристобаліту. Магнезіальний монтморилоніт – *сапоніт* – нерідко волокнистий, повстеподібний. *Нонтроніт* тріскоподібний і волокнистий.

Палигорськіт і *сеніоліт* (див. рис. 11.10, *д*) мають плосковолокнисту форму частинок, довжина яких у сотні разів перевищує ширину. Контури чіткі.

Хлорити схожі з гідромусковітом, глауконітом і вермикулітом, однак більш ізометричні, часто з різкими, зубчастими і торочкуватими обрисами.

Змішаношаруваті мінерали поєднують у лусках ознаки компонентів, які є в їхньому складі.

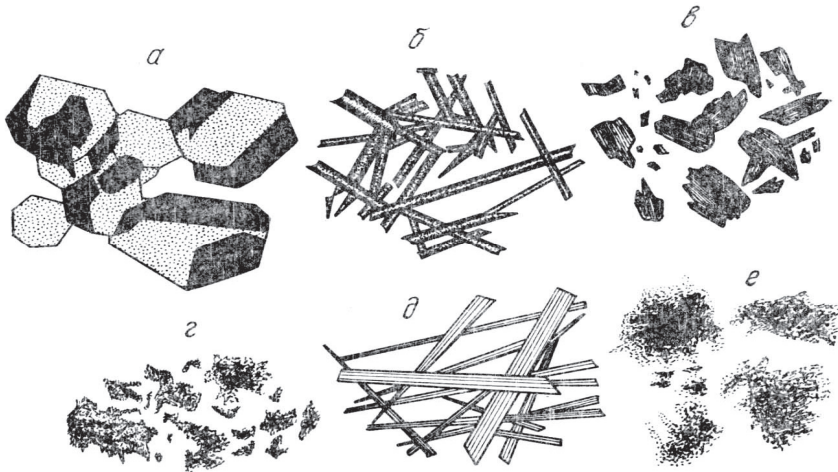


Рис. 11.10. Електронмікроскопія глинистих мінералів.

Глинисті луски під електронним мікроскопом:

a – каолініт; *б* – трубочки галуазиту; *в* – лускоподібні виділення гідромусковіту (іліту);
г – луски глауконіту; *д* – стрічкоподібні луски палегорськіту; *е* – луски монтморилоніту
 з дифузно розмитими краями. $\times 9\,000$ (*a–в*) і $12\,000$ (*г–е*).

Крім вивчення у дисперсному стані на просвічування, у просвічувальному електронному мікроскопі ще досліджують *найтонші зрізи* (Г. Грицаєнко, Б. Звягін, 1969) і *репліки*, які дають змогу вивчати ультрамікроскопічну будову глини без порушення її природного стану.

Растровий, або сканувальний, електронний мікроскоп (РЕМ, або СЕМ) дає змогу візуально спостерігати поверхню взірця зі збільшенням від малого ($\times 50$) до дуже великого ($\times 100\,000$), а завдяки великій глибині різкості (0,6–0,8 мм), що майже на два порядки вище, ніж у

світловому і просвічувальному електронному мікроскопах, безпосередньо вивчати природний скол породи (рис. 11.11). Завдяки об'ємному зображенню визначають не тільки ультратонку будову і поруватість, а й форму частинок, а це допомагає визначити і мінерали, і видову належність нанопланктону. Проте особливо багато цей метод дає для визначення ультрамікроструктур. Для цього глини потрібно доставити в лабораторію з природною вологістю, тобто в законсервованому (наприклад, у парафіні) вигляді, і там висушити методом вакуумного висушування для збереження мікробудови. Вивчення у сканувальному електронному мікроскопі взірців, висушених на повітрі, дає спотворену картину.

Термічний аналіз глинистих порід і мінералів – важливий метод мінералогічного аналізу і визначення різних фаз води, що ґрунтується на фіксації у ході нагрівання до 1 000–1 100 °С температур віддачі цієї вологи, руйнування кристалічної структури, втрати ОН (ендотермічні ефекти, що відбуваються з поглинанням тепла, яке подає нагрівач), окиснення вивільнених двовалентних заліза (при 400–500 °С), мангану, органічної речовини (при 300–400 °С), кристалізації і синтезу високотемпературних силікатів (екзотермічні реакції).

Для *каолініту* характерна крива (рис. 11.12, 1) з однією ендотермічною реакцією та максимумом в інтервалі 550–610 °С і двома екзотермічними реакціями при 925–1 000 і 1 200–1 300 °С. Ендотермічна

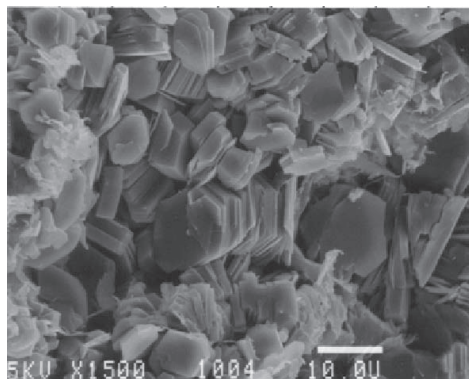


Рис. 11.11. Кристали каолініту під растровим електронним мікроскопом. $\times \sim 10\,000$.

реакція зумовлена втратою кристалізаційної, або конституційної, води, розпадом ґратки й аморфізацією мінералу. Діагностичною для каолініту є і відсутність низькотемпературного ендотермічного піка (приблизно 100–150 °С), що означає відсутність міжшарової води. А це вже показник структури мінералу – завдяки міцному водневому зв'язку шарів один з одним між ними не входять молекули води. Перша основна екзотермічна реакція зумовлена кристалізацією Al_2O_3 та утворенням $\gamma\text{-Al}_2\text{O}_3$ і муліту, друга – кристалізацією кремнекислоти й утворенням кристобаліту.

Галуазит (див. рис. 11.12, 2) за кривою нагрівання подібний до каолініту і відрізняється тільки невеликим (на 60–80 °С) зсувом у бік нижчих температур основної ендотермічної реакції і появою ендотермічного ефекту, який відображає втрату гігроскопічної води.

Гідрослюди дають криві нагрівання з трьома ендотермічними ефектами й одним екзотермічним. Перший (див. рис. 11.12, 3) низькотемпературний (максимум приблизно 120–160 °С) ендопік – втрата гігроскопічної води – менш інтенсивний, ніж другий (максимум при 550–650 °С, а початок при 450–500 °С), і в цьому відмінність від смектитів. Другий ендопік зумовлений втратою ОН і частковим руйнуванням кристалічної ґратки. Третій ендопік (при 850–950 °С), зазвичай, слабкий і пов'язаний з повним руйнуванням структури. Услід за ним (між 900–1 000 °С) часто простежується екзотермічний ефект, що відповідає кристалізації аморфних продуктів руйнування гідрослюд і утворенню залежно від їхнього хімічного складу різних мінералів – шпінелі, муліту та ін. За наявності в продуктах розпаду заліза температура кристалізації знижується в глауконітів і гідробіотитів.

Монтморилоніти й інші *смектити* мають подібні, як гідрослюди, криві нагрівання (див. рис. 11.12, 5) і відрізняються тільки виявом другого екзотермічного ефекту, однак найголовніше – глибоким піком

при 100–250 °С (з максимумом при 150–180 °С), який відповідає втраті гігроскопічної води і значно перевищує другий (при 450–850 °С з максимумом при 500–700 °С). У більш залізистих – нонтронітів, волконськоїтів та інших – максимум нижче 600 °С, а в магнезійальних (гекториту та ін.) він виявляється при 800 °С. Іноді цей пік подвійний, що, можливо, свідчить про змішування монтморилонітів різного складу. Третій ендопік (при 800–900 °С) виражений слабо і вивчений недостатньо. Його змінює екзотермічний ефект (900–1 100 °С), іноді дуже різкий: кристалізація шпінелі, β-кварцу, анортиту й інших залежно від складу смектиту. Другий екзотермічний ефект (1 200 °С) пов'язаний з утворенням муліту або кордієриту і простежується зрідка.

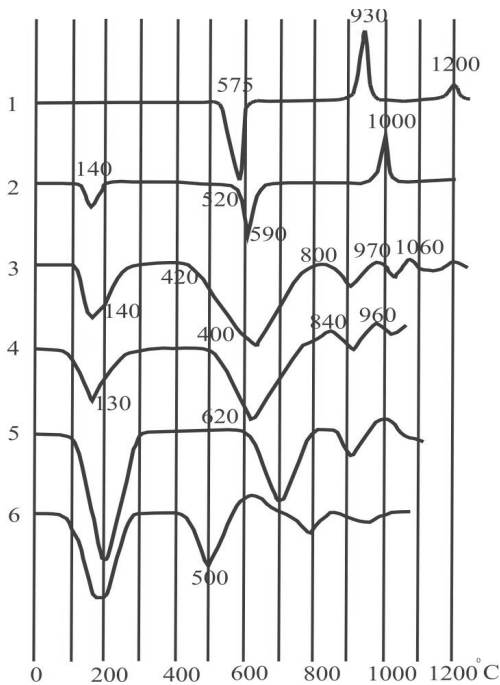


Рис. 11.12. Термограми глинистих мінералів (диференційні криві):
1 – каолініт; 2 – галуазит; 3 – гідромусковіт;
4 – глауконіт; 5 – монтморилоніт;
6 – нонтроніт.

Палигорськіти і *сепіоліти* дають криві нагрівання, схожі на смектитові: найглибший прогин кривої в інтервалі низьких (100–200 °С) температур (віддача гігроскопічної води), другий (віддача ОН) – менший, з максимумом при 450–500 °С, третій досить помітний – при 800–920 °С. У сепіолітів Уралу є невеликі ендотермічні вигини при 570–600 і 655 °С. Часто характерний різкий екзотермічний пік при 850–930 °С.

Хлорити мають криві нагрівання, які поєднують риси кривих смектитів, палигорськітів–сепіолітів і гідролюд. Два–три ендотермічні ефекти, за В. Івановою (1974), пов'язані з віддачею ОН (при 500–650 °С у залізистих хлоритів та 550–700 °С у магнезіальних – найбільший ефект, і з втратою решти води – при 710–820 °С); головний екзотермічний пік (770–820 °С у залізистих хлоритів і 820–840 °С у магнезіальних) – з утворенням олівінової структури фаялітового або форстеритового типу. У залізистих хлоритів частий низькотемпературний (300–500 °С) екзотермічний ефект, зумовлений окисненням двовалентного заліза, що продовжується і за вищих температур у міру його вивільнення з ґратки. Окиснення домішки органічної речовини при 300–450 °С і піриту при 410 °С посилює цю екзотермічну реакцію.

Криві втрати маси, або криві зневоднювання, допомагають визначити мінерали глин та вивчити їхні особливості. У каолінітів вони найпростіші, адже не мають міжшарової води й основна втрата маси відбувається при 400–525 °С (віддача ОН). Віддача решти ОН відбувається при 750–800 °С, що виражене невеликим підйомом кривої. Крива зневоднювання галуазиту відрізняється від каолінітової лише ще одним підйомом – при 20–150 °С (віддача гігроскопічної води). На кривих гідролюд основний підйом при 300–660 °С, а слабші – при 100 і 700–800 °С. На кривих монтморилонітових та інших смектитових глин, як і в палигорськітів та сепіолітів, видно майже єдиний підйом: основна частина води виділяється до 200 °С, а далі без різкого перегибу віддачу останньої міжшарової води змінює втрата ОН. Повна дегідратація настає при 800 °С.

Вивчення хімічного складу глинистих порід – необхідний різновид дослідження – застосовують для виявлення глинистих мінералів (у тім числі кількісних співвідношень між ними) і для одержання геохімічних показників умов утворення, кореляції розрізів і визначення корисних практичних властивостей.

Основним є *валовий силікатний хімічний аналіз*, який дає змогу визначити вміст основних породотвірних оксидів (В. Пономарьов, 1951 та ін.): SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO , H_2O , H_2O^+ . Цей аналіз нині доповнюють різними методами і видами *раціонального хімічного аналізу*, наприклад, водною, солянокислою,

содовою витяжками і визначенням усього, що за їхньою допомогою вилучили з порошку породи, а також методами фото- і спектрохімічного аналізу, полуменевої фотометрії, потенціометрії тощо (Методы изучения осадочных пород, 1957: т. 2; Химический анализ горных пород и минералов, 1974; Справочник по литологии, 1983, с. 333–356).

Крім аналізу всієї породи, тими ж методами вивчають окремі частини породи або її фракції, зазвичай, гранулометричні. Це дає змогу спростити компонентний склад породи, яка нерідко, окрім глинистої речовини, містить уламкові, аутигенні й органічні мінерали; тоді легше тлумачити дані хімічного аналізу, наприклад, перерахувати на формулу мінералу. Найзручніша для цього фракція $< 0,001$ мм завдяки найбільшій чистоті, тобто відмуленості. Нерідко хімічне вивчення обмежують аналізом тільки цієї фракції, а інші, крупніші вивчають у разі особливої потреби. Фракцію $< 0,001$ мм одержують у достатній кількості (не менше 6 г) відмулюванням, тобто зливанням (сифоном) через 24 год відстоювання (після змулювання) верхніх 6 см суспензії з великих (на декілька літрів) посудин. Процедура повторюють декілька разів, поки не набереться наважка.

Якщо в глинистій фракції $< 0,001$ мм, як і в породі загалом, припускають участь вільних оксидів кремнію (опалу, кварцу та ін.), алюмінію, заліза, а також піриту, карбонатів тощо, то наважка повинна бути більшою, і з неї потрібно окремими реакціями визначити ці неглинисті домішки, щоб, зокрема, точніше розрахувати формулу мінералу.

За даними хімічного аналізу із залученням результатів оптичного, рентгеноструктурного та інших методів вивчення можна розрахувати, за більшої чи меншої мономінеральності, хімічну формулу головного глинистого мінералу (табл. 11.6). Простіша емпірична формула, яка відображає відносні молекулярні кількості оксидів, визначених хімічним аналізом. Однак це певною мірою умовні формули, тому що глинисті мінерали не складаються з оксидів. Перевага цих формул – простота й наочність. Структурна ж формула, крім складу, відображає будову мінералів – їхню кристалічну структуру.

Для розрахунку формул необхідно відсотковий вміст оксиду розділити на його молекулярну масу й одержані молекулярні кількості всіх оксидів виразити через молекулярну кількість (приймають за одиницю) одного з них, тобто розділити на цю молекулярну кількість, наприклад, Al_2O_3 для каолінітової групи, або через суму (також приймають за одиницю) молекулярних кількостей (Al_2O_3 і Fe_2O_3 для монтморилонітових і гідрослюдястих мінералів). Якщо аналізом визначені FeO і MgO, то до цієї суми відносять $2/3$ суми цих оксидів. Приклади розрахунків структурних формул наведені М. Вікуловою і Т. Берлін (Методическое руководство ..., 1957).

Т а б л и ц я 11.6

Хімічні формули глинистих мінералів, за В. Фроловим, 1992

Мінерал	Формула
Алофан	$Al_2O_3 \cdot SiO_2 \cdot nH_2O$
Каолініт	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_8$
Галуазит	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_8 \cdot nH_2O$
Антигорит	$(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$
Кронштедтит	$(Fe^{2+}, Mg)_2 Fe^{3+}(Si_2Fe^{3+})O_5(OH)_2$
Пірофіліт	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Тальк	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$
Мусковіт	$K Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$
Маргарит	$CaAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$
Парагоніт (брамаліт)	$(Na, H_3O)(Al, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot n N_2O$
Лепідоліт	$K(Li, Fe, Al)_2(Si, Al)_4O_{10}(F, OH)_2$
Біотит	$K(Mg, Fe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH, F)_2$
Флогопіт	$K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(F, OH)_2$
Гідромусковіт (іліт)	$(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2 H_2O]$
Серицит	$(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2 H_2O]$
Глауконіт	$(K, Na)(Al, Fe, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$
Селадоніт	$(K, Na)(Fe^{3+}, Al, Fe^{2+}, Mg)_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2$
Вермикуліт	$(Mg, Fe, Al)_3(Al, Si)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Гідробіотит	$K(Mg, Fe)_3(Si, Al, Fe)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Стильпомелан	$K(Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}, Al)_{10}Si_{12}O_{10}(O, OH)_2$
Монтморилоніт	$(Na, Ca)_{0.33}(Al, Mg, Fe)_2 \cdot Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
Бейделіт	$(Na, Ca)_{0.33}Al_2(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
Нонтроніт	$Na_{0.33}Fe_2^{3+}(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot nH_2O$
Волконськоїт	$Cr_2(Si_4O_{10})(OH)_2 \cdot n H_2O$
Сапоніт	$(K, Ca)_{0.33}(Mg, Fe)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Гекторит	$(Na, Ca)_{0.33}(Al, Mg, Li)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Цинвальдит	$KLiFe^{2+}AlSi_3AlO_{10}(F, OH)_2$
Донбасит (судоїт)	$Mg_2(Al, Fe)_3Si_3AlO_{10}(OH)_8$
Пенін	$(Mg, Fe)_2 Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Клінохлор	$(Mg, Fe)_5 Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Прохлорит	$(Mg, Fe)_{4.5}Al_{1.5}(Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10})(OH)_8$
Гриналіт	$(Fe^{2+} \cdot Fe^{3+})_{2.3}Si_2O_5(OH)_4$
Шамозит	$(Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+})_5 Al(Si_3Al)O_{10}(O, OH)_8$
Рипідоліт	$(Mg, Fe, Al)_3Mg_3(Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10})(OH)_8$
Палигорськийт	$(Mg, Al, Fe)_2Si_4O_{10}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Сепіоліт	$(Mg, Fe)_4Si_6O_{15}(OH)_2 \cdot 4H_2O$
Ректорит (алевардит)	$Na(Mg, Al)_2(Si, Al)_4O_{10} \cdot (OH)_2 \cdot 2H_2O$
Коренсит	$(Na, K, Mg, Ca)_{x-y}[(Mg, Fe^{2+})_{9-y}(Mg, Fe^{3+})_y] \times (Si_{2-x}Al_x)O_{20}(OH)_{10} \cdot nH_2O$

Раніше розроблено метод порошку, або метод дебаєграм, у якому результати аналізу фіксують на рентгенівську плівку. Дифрактоме-

тричний метод почали застосовувати лише декілька десятиліть тому, і в ньому використовують орієнтовані (наприклад, на склі) агрегати глинистих частинок, а результати записують у вигляді відбитих квантів на стрічці потенціометра. З розвитком рентгенодифрактометричного методу рентгенівський аналіз став менш трудомістким і з контрольного перетворився у робочий. Він є і найточнішим у разі визначення глинистих мінералів, їхніх видів, політипів, різновидів та сумішей, хоча в останньому випадку точність знижується і забезпечені лише напівкількісні дані. Загалом же два варіанти методу дають змогу з різних боків і впевненіше вивчати глинисті породи. Метод дає параметри кристалічної ґратки, яка не повторюється в різних мінералах, а різні обробки препарату – насичення гліцерином або іншими органічними молекулами, прожарювання тощо – деталізують картину будови і складу та уточнюють діагностику, що теоретично, вірогідно, можна удосконалювати до безмежності.

Для діагностики глинистих мінералів основне значення мають базальні рефлекси (001), першим порядком яких відповідають міжплощинні відстані (табл. 11.7), які змінюються від 7 (у каолініту) до майже 18 Å (у монтморилонітів). Їх одержують під час дослідження орієнтованих агрегатів (текстурованих полікристалів) за методами Бредлі, Грима, Кларка і Нагельшміда у спеціальних камерах (фокусувальних камерах з монохроматорами), які дають змогу чітко фокусувати відбиття від базальних площин за кутів $1-3^\circ \theta$. Досліджують підсушений на склі препарат або знятий з нього шар глини. Цей же орієнтований взірець для з'ясування неясностей у визначенні мінералу за подібності дифрактограми двох або більше мінералів досліджують, поперше, після насичення етиленгліколом та гліцерином і, по-друге, після прожарювання при 550–570 °С. Такими способами чітко розрізняють набухлі мінерали від ненабухлих, ґратка яких не збільшується під час цих дослідів.

Таблиця 11.7

Середні значення відбиття (001), або міжплощинні відстані глинистих мінералів, Å

Мінерали	Для взірців			
	вихідних	насичених гліцерином	насичених етиленгліколом	прожарених до 600 °С
Каолініт	7,15	7,15	7,15	Зникає
Галуазит	7,2	11,0	-	Зникає
Гідрослюда	10,0	10,0	10,0	10,0
Монтморилоніт	12,4–15,4	17,8	16,8–17,0	9,7
Вермикуліт	14,3	14,3	14,3	10,3
Хлорит	14	14	14	14,3
Змішаношаруваті	Від >10 до <15,4	<17,8	<16,8	9,7

Теоретичне обґрунтування рентгенівського методу, як і прилади, техніка та процедура знімання й інтерпретація рентгенограм і дифрактограм, описане Д. Пушаровським, Г. Браном та ін. Використовують препарати з фотографічною та іонізаційною реєстрацією відбиття: УРС-55А, 50ІМ, 70, Дрон-1, 2 і 3. У разі дифрактометричного методу запис ведуть безпосередньо на діаграмній стрічці, що дає змогу легко визначати міжплощинні відстані. Фотографічний спосіб реєстрації відбиття через повноту і наочність дифракційної картини й можливості знімати неорієнтовані агрегати є на озброєнні літологів, які вивчають глини. Проте невисока точність визначення міжплощинних відстаней, особливо в разі малих кутів, і мала роздільна здатність камер роблять, наприклад, неможливим визначення змішаношаруватих мінералів і разом з великою тривалістю експозиції значно обмежують його застосування.

Каолініт діагностують за базальними рефlekсами 001, 002, 003 (0,712–0,714, 0,355–0,357, 0,237–0,238 нм). Можна судити і про ступінь досконалості його структури, і про деградованість. Найдосконалішу структуру має аутигенний каолініт (табл. 11.8, 11.9).

Т а б л и ц я 11.8

Значення d_{001} базальних рефлексів основних глинистих мінералів шаруватого типу і d_{hkl} мінералів проміжного типу

<i>hkl</i>	Каолініт		Гідрослюда		Вермикуліт		Монтморилоніт	
	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>	<i>I</i>	<i>d/n</i>
001	10	7,15	10	10,0	10	14,4	10	12,4–15,4
002	9	3,57	4	5,00	2	7,18	0–1	6,20–7,70
003	3	2,38	7	3,33	2	4,79	2–4	4,13–5,13
004	2	1,78	2	2,50	6	3,59	3–5	3,10–3,58
005	1	1,43	3	2,00	7	2,88	2–3	2,48–3,08

Гідрослюди визначають за базальними рефlekсами 001, 002, 003 (0,95–1,0, 0,45–0,5, 0,330–0,333 нм). Вони стійкі до дії кислот і зберігають структуру до 800 °С і вище. У сумішах зі змішаношаруватими мінералами їх діагностують за стійкістю рефлексів, тоді як у разі обробки органічними рідинами і нагріванням до високих температур рефлекси змішаношаруватих утворень зміщуються (у першому випадку) або стягуються до 1,0 нм (у другому) (див. табл. 11.8, 11.9).

Для монтморилонітів основним діагностичним рефlekсом є 001, решта базальних рефлексів виражена слабше. Однак положення основного рефлексу непостійне і визначене типом обмінних катіонів, кількістю і положенням міжшарової води: якщо обмінним катіоном є Na, з яким пов'язаний один молекулярний шар міжшарової води, то міжплощинна відстань першого базального рефлексу (d_{001}) дорівнює

12,4 нм, якщо Mg – 14,3, якщо Ca – 15,4 нм. Для діагностики вирішальним є зміщення рефлексу 001 до 1,69 або 1,78 нм у разі насичення взірців етиленгліколем чи гліцерином та стиснення ґратки по осі *c* до 1,0 нм у випадку нагрівання до 500–600 °С протягом 1 год завдяки втраті міжшарової води (рис. 11.13).

Таблиця 11.9

Зміна значень d_{001} глинистих мінералів шаруватого типу за різного характеру їхньої обробки, Å

Мінерали	Вихідні		Насичені етиленгліколем	Прожарені при 600 °С протягом 2 год	Оброблені теплою 10% НСІ протягом 8 год
	<i>hkl</i>	<i>d/n</i>			
Каолініт	001 002 003	7,15 3,57 2,38	Не змінюються	Зникають	Не змінюються
Гідрослюда	002 (001) 004 (002) 006 (003)	10,0 5,0 3,33	Те саме	Не змінюються	Те саме
Вермикуліт	002 004 006 008	14,4 7,18 4,79 3,59	Змінюється з етиленгліколем, не змінюється з гліцерином	Не змінюються	Зникають
Монтморилоніт	001	12,4–15,4	17,0 (17,8)	9,5–9,8	Змінюються
Хлорит	001 002 003	14,3 7,15 4,77	Не змінюються	Посилюється, зникає, різко послаблюється (майже зникає, послаблюється)	Зникають

1 – для одношарових – 001, для двошарових – 002;

2 – для вермикуліту з Mg²⁺ в міжшарових проміжках;

3 – у разі нагрівання до 750 °С або протягом тривалішого часу.

Змішаношаруваті мінерали ряду гідрослюда–монтморилоніт у повітряно-сухому стані дають базальні відбиття першого порядку в інтервалі 2,20–2,40 нм, які зміщуються в разі насичення етиленгліколем до 2,70–2,80 нм, а ряду хлорит–монтморилоніт – зміщенням від 2,60–2,80 до 3,10–3,20 нм.

Хлорити визначають за базальними рефlekсами 001, 002, 003, 004 і 005 (1,40–1,43, 0,70–0,71, 0,470–0,472, 0,350–0,351, 0,282–0,285 нм). Діагностичними також є зміни рефlekсів у разі нагрівання до 400 і 550–600 °С (М. Логвиненко, Е. Сергеева, 1986) і здатність порівняно швидко розчинятись у НСІ.

Електронографія – метод структурного аналізу, що ґрунтується на явищі дифракції електронів, аналогічному до дифракції рентгенівських

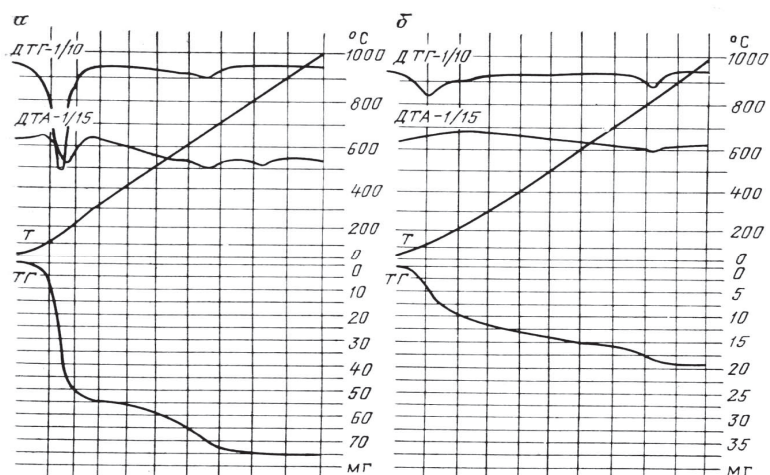


Рис. 11.13. Дериватограми монтморилоніту з Na (а) і сапоніту з Mg (б) у міжшаровому просторі

хвиль. Вона під час вивчення глин доповнює і в деяких випадках уточнює рентгеноструктурне вивчення. Електронограми часто сполучають з електронним мікроскопом, використовуючи спеціальні приставки. Препарат – агрегат орієнтованих глинистих частинок – ставлять під певним кутом до електронного променя (метод косих текстур), що дає змогу одержати всі основні параметри елементарної комірки – “багатий набір загальних рефлексів hkl , розподілених у двох вимірах” (Н. Логвиненко, Е. Сергеева, 1986). Дифракційна картина на електронограмах віддалено нагадує порошкові рентгенограми – дебаєграми, має центричну симетрію (Методическое руководство ..., 1957) і складається з десятків і більше вписаних один в одного еліпсів або кіл, найчастіше переривчастих. Це дає змогу визначити таке (Методы минералогических исследований, 1985): 1) структурну однорідність (моно- або полімінеральність) речовини; 2) належність до шаруватих силікатів; 3) тип шарів (1:1, 2:1 та ін.); 4) їхню ді- (або три-) октаедричність; 5) розташування шарів за слюдистим, пірофілітовим або іншим законом; 6) політипну модифікацію, наприклад, 1М, 2М; 7) параметри елементарної комірки; 8) діагностувати мінерали. Теоретичні основи методу висвітлені М. Вікуловою (1952), Б. Звягіним (1964) і Б. Вайнштейном (1956).

Приклади опису і визначення глинистих порід.

Глина часов'ярська. Полтавська серія неогену (Донбас).

1. Глина сірувато-біла тонкодисперсна, пластична. У шліфі видно, що вона складена з каолініту (?) і гідрослюди (?); структура неоднорідна, пелітова. Алевритові й піщані домішки є в невеликій кількості.

2. Вивчення в імерсії орієнтованих препаратів і порошоків породи дало такі результати: $n'_g = 1,570$, $n'_p = 1,558$, $n'_g - n'_p = 0,012$. Однак окремі луски з порошку мали $n_g = 1,577$ і вище двозаломлення. Отже, є дві фази: каолінітова і гідрослюдиста.

3. Під час реакції забарвлення з метиленовим блакитним суспензія глини забарвилась у фіолетовий (до фіолетово-синього) колір, від додавання КСІ забарвлення майже не змінилось. Осад щільний, однорідний. З бензидином суспензія забарвлюється у сіро-зеленкуватий колір (забарвлення слабке).

4. Гранулометричний аналіз виявив переважання фракції $< 0,001$ мм – 75 %, фракція 0,01–0,005 мм становить 23, піщані й алевритові домішки – майже 2 %.

5. На термограмі є неглибокий ендотермічний ефект за 150 °С, глибокий (другий) при 580 і екзотермічний пік (слабкий) при 960 °С, тобто ефекти характерні як для гідрослуд, так і для каолініту.

6. Рентгеноструктурним аналізом визначено чіткі рефлекси каолініту в інтервалі 0,711, 0,356, 0,181 нм і гідрослуд за 1,01, 0,50 (0,497), 0,251 нм та ін.

Резюме. Глина тонкодисперсна, гідрослюдиисто-каолінітова.

Глинистий сланець. Середній карбон (Донбас).

1. Порода темно-сірого кольору, сланцювата. У шліфі видно, що вона складена з лусок гідрослуди і серициту (?), орієнтованих паралельно до їхніх довгих розмірів, що дає ефект прямого й одночасного загасання породи. У невеликій кількості трапляються зерна кварцу, польового шпату, слюди.

2. Вивчення в імерсії довело наявність гідрослуд ($n'_g = 1,581$ і $n'_p = 1,555$, двозаломлення середнє) і серициту ($n'_g \approx n'_p = 1,603$, двозаломлення високе).

3. З метиленовим блакитним суспензія забарвлюється у фіолетово-синій колір (осад щільний), від додавання КСІ забарвлення не змінилось. З бензидином суспензія забарвилась у слабкий сірий колір (вуглисті п'гмент попередньо вилучили перекисом водню).

4. Гранулометричний аналіз у шліфі провести не вдалося. Переважають лускуваті мінерали з розміром до 0,005 мм, у невеликій кількості трапляється алевритова домішка у вигляді зерен кварцу розміром від 0,09 до 0,006 мм.

5. На кривій нагрівання виявлений ендотермічний ефект при 120–150, близько 600 і при 1 100 °С, що характерно для гідрослуд і серициту.

6. Рентгенограми виявили сильні рефлекси (1,0, 0,495, 0,333, 0,251 нм), які свідчать про наявність гідрослуд-серициту. Під час об-

робки етиленгліколем і нагрівання до 600 °С рефлексі не зміщувались.

Резюме. Глинистий сланець гідрослюдиисто-серицитовий з пелітовою орієнтованою структурою (зона раннього метагенезу).

Філітоподібний сланець. Нижній карбон (Передкавказзя).

1. Порода темно-сірого кольору, сланцювата, зі шорсткуватим нерівним зламом і шовковистим відливом на площинах і в зламі. У шліфі видно, що порода складена з основної маси лусок серициту і хлориту, лінз із пакетів мусковіту і хлориту по біотиту і лінз вторинного кварцу. Структура лінзоподібно-сегрегаційна. Луски основної маси орієнтовані одноманітно, паралельно до довгих розмірів і перпендикулярно до напрямку тиску, унаслідок чого простежується ефект прямого й одночасного загасання основної маси. Порода забруднена тонким вуглистым пігментом.

2. Дослідження в імерсії засвідчило наявність лусок серициту ($n_g' = 1,602$, $n_p' = 1,562$, $n_g' - n_p' = 0,040$) і хлориту типу рипідоліту з $n_g \approx n_m$ у межах 1,604–1,626, з низьким двозаломленням, зеленим забарвленням і слабким плеохроїзмом. Мусковіт у пакетах мусковіту і хлориту по біотиту має дещо вищі показники заломлення ($n_g \approx n_m = 1,610$), хлорит – приблизно такі ж оптичні властивості.

3. Забарвлення суспензії не проводили.

4. Гранулометричний аналіз виконати неможливо, вимірювання в шліфах дало такі результати: розмір лусок серициту і хлориту в основній масі – від 0,01 до 0,007 мм (товщина), пакети хлориту і мусковіту мають товщину від 0,05 до 0,2 мм.

5. На кривих нагрівання є три ендотермічні ефекти: при 650 (з другорядними прогинами кривої до і після 600 °С), близько 800 і при 1 100 °С (характерний для серициту). Простежено також екзотермічний ефект при 400 °С. Таку складну криву одержують від накладання ефектів хлориту і серициту. Екзотермічний ефект пов'язаний з вигоранням органіки.

6. На рентгенограмах природних взірців зафіксовано характерні рефлексії хлориту за 1,4, 0,7, 0,35, 0,18 нм і серициту за 1,00, 0,50, 0,33, 0,25 нм. У разі нагрівання до 600 °С рефлексії зберігаються і стають чіткіші; у взірця, обробленого етиленгліколем, зміщення рефлексів не спостерігали.

Резюме. Філітоподібний сланець серицито-хлоритовий з орієнтованою лінзоподібною сегрегаційною структурою (зона пізнього метагенезу).

Глина каолінітова – первинний каолін (Глуховець, Вінницька обл.).

1. Глина біла, жирна на дотик, під час розмішування пальцями відчувається домішка кварцових зерен з домішкою піщаних і алев-

ритових частинок. У шліфі видно, що основна маса складена тонко-лускуватим каолінітом (?), місцями трапляються круглі (до 0,3 мм) вермикулітоподібні кристали каолініту, алевропіщаних домішок до 5–7 %.

2. Дослідження в імерсії дали такі значення показників заломлення каолініту: $n_g' = 1,567$, $n_p' = 1,561$, $n_g' - n_p' = 0,006$.

3. Забарвлення метиленовим блакитним дало фіолетовий колір, осад щільний однорідний. Від додавання KCl забарвлення не змінилось. З бензидином суспензія глини не забарвлюється. Хризоїдин забарвлює суспензію у жовтий колір.

4. Гранулометричний аналіз виявив вміст глинистих частинок 77 % (< 0,005 мм), алевритових – 18 (0,005–0,05 мм), піщаних – 5 % (> 0,05 мм). У збагаченому (відмуленому) каолініті вміст глинистих частинок – 87 %, алевритових – 12 %, піщаних немає.

5. Криві нагрівання типові для каолініту зі слабким ендотермічним ефектом при 120, глибоким при 580 та інтенсивним екзотермічним ефектом при 960 °С.

6. Рентгенівським аналізом визначено інтенсивні відбиття з міжплощинною відстанню 0,716, 0,357, 0,234, 0,183 нм.

Резюме. Глина каолінітова (первинний каолін) з домішками алевритових і піщаних зерен.

11.3. Теоретичне і практичне значення глинистих порід

Глинисті породи – досить поширені геологічні утворення практично всіх періодів історії Землі, які мають велику історико-геологічну, палеогеографічну і генетичну інформативність.

Генетична інформативність полягає в чутливості глин до хімічних, фізичних і динамічних умов середовища свого утворення та перетворення. За ними можна судити про вологість клімату, температуру атмосфери і гідросфери, рН і Eh локальних ділянок, концентрацію хімічних елементів, що входять до ґратки глинистих мінералів або утворюють їхній обмінний та вібраний іонний комплекс, про склад материнських порід, хімізм, температуру і кількість ґрунтових та підземних вод на різних поверхнях стратисфери, що, відповідно, документує геотермічний режим і тектонічні умови. Первинні глинисті мінерали як аутигенні компоненти доповнюють та контролюють дані щодо інших аутигенних мінералів. Особливо важливі типоморфні, або індикаторні, мінерали: каолініт, монтморилоніт, глауконіт, шамозит, палигорськіт, сепіоліт,

нонtronіт, серпентин. Ще інформативніші *генетичні типи глин*, особливо елювіальні, – комплексні свідчення клімату, рельєфу, тектонічного режиму, хімізму середовища, а іноді й стадії вулканізму.

Багато глинистих порід має другу, *алотигенну* природу, у чому вони аналогічні уламковим породам: вони формувалися з перевідкладеного і змішаного на шляхах міграції вже “уламкового” глинистого матеріалу, який не рівноважний з умовами місця седиментації і, отже, його не можна використовуватися для їхнього відновлення. Проте як *теригенні мінерали вони документують петрофонд і клімат областей розмивання на суші або на дні морів та океанів*, доповнюючи дані щодо уламкових компонентів. За ними *відновлюють тип кори звітрювання* (а отже, і клімат) і *дальність перенесення* (за ступенем розведення та змішування), а також *тиховодність та спокійне гравітаційне осадження, танення з льоду льодовика та айсбергів або спазматичність процесу* (турбідити, пролювії, зсуви-потокки тощо). Хоча різноманітність генетичних типів глин бідніша, ніж кластолітів, однак і їх треба використовувати. Часто уже наявність глинистих компонентів, наприклад, у вигляді заповнювача у пісковиках, свідчить, що відкладання матеріалу було поза зоною активної динаміки або відбувалося лавинно.

Палеогеографічна інформативність глин досить значна і цінна. Глини – одне з основних свідчень *клімату і кліматичної зональності*. Особливо цінними є *глини кір звітрювання* – мінеральний відбиток кори здатний зберігатися сотні мільйонів або й мільярди років. *Латеритний профіль* – свідчення *тропічного вологого клімату, а потужність кір відображає не тільки оптимальні вологість і температуру, а й положення зони звітрювання щодо рівня стоячих ґрунтових вод і побічно – рельєф, тектонічну тріщинуватість та ін.* Менше розвинутий профіль хімічного звітрювання в помірній кліматичній зоні, де латеритний горизонт не утворюється. Інший тип кори звітрювання в семіаридних та аридних зонах.

Якщо елювії засвідчує стійку впродовж до 1–2 млн років кліматичну зональність, то ґрунт – чутливіший індикатор клімату, оскільки його розвинутий профіль здатний сформуватися за 200–300 років. Окрім глинистих, він містить біосферні компоненти (рештки рослин і тварин або сліди тварин) і карбонати. Навіть нерозвинення глинистої кори звітрювання та ґрунтів – теж палеогеографічне свідчення аридного або льодового клімату чи високогірного рельєфу. *Ґрунти, як і елювії загалом, відповідають континентальним перервам.*

Рознесення глинистого матеріалу на великі площі сприяє його збереженню в геологічному “літописі” і дає змогу використовувати для

відновлення складу живильних провінцій, їхнього клімату, рельєфу, місця розташування, розміру та довготривалості існування як зони розмивання, а також для стратиграфічної кореляції розрізів і їхнього розчленування на місцеві та регіональні стратиграфічні одиниці, що довели В. Казаринов, Ю. Казанський та інші літологи.

Історико-геологічна інформативність глин різноманітна. Сам факт нагромадження глин, особливо в масштабі геоформацій, означає етап або зону з вологим і теплим кліматом та помірно активним або помірно пасивним тектонічним режимом і спокійною гідродинамікою, принаймні біля дна. Багато типів глин прямо свідчать про перерви в осадонагромадженні: ґрунти, кори звітрювання на суші, глауконіти, шамозити на дні моря, червона океанічна глина загалом. *Глини і глинисті товщі* – одна з основ історико-геологічної періодизації історії розвитку і регіонального стратиграфічного розчленування, а *глинисті формації* – необхідний елемент структурного районування територій та виділення структурно-тектонічних зон.

Глинисті мінерали і породи змінюються впродовж тривалої (до мільярдів років) історії перебування в стратисфері, чим фіксують темп і масштаби підвищення температури, тиску, глибини занурення, тобто *служуть літологічним барометром і термометром*. Це дає змогу відновлювати геотермічний режим минулого і його еволюцію з часом, характер і масштаби тектонічних рухів, а також картувати зміни цих режимів і параметрів, що виражають їх, на величезних територіях. Локальний розвиток глинистих сланців на регіональному фоні аргілітів або навіть глин – знак місцевої геотермальної аномалії, за якою можна судити про глибинний магматичний осередок або родовище нафти і газу. Інший тип глинистих сланців – динамометаморфічних – означає боковий тиск, тобто динамічний режим стиснення, що також піддається картуванню та історико-геологічному тлумаченню. З іншого боку, зберігання глин (наприклад, синіх кембрійських у Прибалтиці) у пластичному стані впродовж сотень мільйонів років або аргілітів з віком 2,0–2,5 млрд років (Західна Австралія) надійно свідчить про стійкий пасивний тектонічний режим та жорсткість земної кори. Вулканоелювіальні й гідротермальні седиментаційні глини допомагають відновити історію вулканізму в ході палеовулканічних реконструкцій.

Вивчення фаціальних і генетичних типів глин та їхніх стадіальних перетворень у стратисфері дає змогу вирішувати проблеми формування родовищ вугілля, нафти, газу та інших корисних копалин.

Галузі практичного використання глин в економіці досить різноманітні. Глини є корисними копалинами, вмістищем інших ко-

рисних копалин, будівельними матеріалами, ґрунтами, основами для споруд, нафтоматеринськими товщами та флюїдотривами.

Глини власне – це *корисні копалини* і, крім того, *вміщують* багато *руд* та *інших корисних копалин*. *Каоліни* – сировина для виробництва фарфору і фаянсу. *Каоліни, галуазитові й каолін-гідрослюдисті глини*, особливо з домішкою вільних гідратів глинозему, – вогнетривкі матеріали, сировина для виробництва жаростійкої кераміки, труб, посуду для хімічної, скляної та металургійної промисловості. Чим більше в глині каоліну, тим вона вогнетривкіша, і навпаки. Розрізняють глини вогнетривкі, тугоплавкі і легкоплавкі, відповідно, з температурою плавлення понад 1 580, 1 580–1 350 і нижче 1 350 °С. Домішки оксидів заліза, сульфідів, кальцит, сидерит, гіпс, сполуки Mn і Ti знижують вогнетривкість. Сполуки Fe, Mn і Ti забарвлюють глини, що часто небажано. Рослинні рештки не знижують температури плавлення, однак спричиняють пористість черепка.

Різноманітні глини – головний компонент для виробництва цементу, цегли, черепиці, плиток, мостового клінкеру, кахлю, кам'яного посуду, дренажних і каналізаційних труб та інших будівельних матеріалів і виробів. У будівельних матеріалах корисні як *плавкість* (здатність за певної температури, зазвичай високої, переходити у плинний стан), так і *пластичність* глин (здатність у вологому стані набувати будь-яку форму і зберігати її у висушеному, інакше – здатність з водою утворювати пасту) та *спікання* (здатність часткового плавлення за температур, нижчих їхнього повного плавлення, це виражається в утворенні черепка, що спікся), яке визначене наявністю польових шпатів, слюди, хлоритів, карбонатів, гіпсу, сполук заліза й інших мінералів, які здатні плавитися раніше основної маси глин. Іноді тут корисна і властивість вогнетривкості.

Зі збільшенням пластичності глини розташовують так: первинні каоліни – Са-монтморилонітові – гідрослюдисті – бейделітові – тонкодисперсні (перевідкладені) каоліни – На-монтморилонітові. Пластичність можна збільшити насиченням Са-монтморилонітів катіоном Na, а в каолінів – штучним подрібненням. Гумінові сполуки підвищують пластичність і зв'язувальну здатність глин. Пластичність і зв'язувальну здатність глин широко використовують у промисловості. *Монтморилонітові та інші смектитові глини* дають ліпші бурильні розчини, без яких неможливі проходка свердловин і винесення шламу. Вони також ліпші *адсорбенти* барвників (у разі відбілювання тканин, паперу, вина, води, нафтопродуктів, масел, жирів та інших речовин), для виготовлення ліків тощо. З адсорбційними властивостями

пов'язана каталітична здатність поверхні та бокових сколів глинистих частинок, що використовують у хімічній промисловості, у синтезі каучуку, крекінгу бензину, а в природі, мабуть, вона виявляється у "визріванні" нафти. Найбільшу адсорбційну здатність мають апопопільні На-монтморилонітові глини – *бентоніти*. Обробка кислотами інших глин підвищує їхню адсорбційну здатність.

Адсорбційною здатністю пояснюють наближеність до глин родовищ урану, ванадію, золота, міді, свинцю, цинку й інших рідкісних і розсіяних елементів, багато з них добувають у промислових масштабах. Отже, глини слугують рудою на ці елементи.

Глини вміщують родовища сидеритів, залізо-манганових конкрецій і фосфоритів. *Глауконіт* – цінна зелена фарба і сировина для її виготовлення. Судячи з зеленого насиченого кольору на іконах Діонісія та інших живописців, ця фарба стійка. Глауконіт використовують і як добриво завдяки високому (до 4–8 %) вмісту калію, який легко вилучати. Це і бідна залізна руда. У майбутньому з глин виплавлятимуть і алюміній.

Каоліни широко використовують як *наповнювачі* в гумовій, паперовій, миловарній та парфумерній промисловостях. У складі паперу є 20–40 % каоліну, і паперова промисловість – основний його споживач. Каолін надає паперу гладкості й підвищує його щільність та просвічуваність. Шкідлива домішка – сполуки заліза, через які папір жовтіє. У гумі каолін підвищує стійкість проти стирання та кислототривкості. Господарське мило вміщує 10–40 % каоліну, а туалетне – 5 %. У великій кількості він входить до складу пудри, різноманітних паст, мазей, помад, гриму. У цьому разі, як і у виготовленні посуду, труб та іншого, цінною є хімічна інертність каоліну та інших глин. *Монтморилоніти* підвищують мийні властивості мила і сприяють одержанню піни.

Жодна гребля гідроелектростанцій не може бути без глиняного ядра – майже абсолютної *водотривкості*. Цю властивість використовують у разі спорудження підземних сховищ нафти, газу, води, а також шкідливих відходів промисловості. У природі флюїдотривкість глин забезпечує формування та збереження нафтових і газових родовищ, для яких вони відіграють роль покришок. Для нафтогазоутворення глини виконують іншу досить важливу функцію – вони генерують мікронафту, яка потім іде від них у колектори. Глинисті товщі, особливо морські, – основні *нафтоматеринські* фації. Це визначене найвищим кларком (1–2 % і вище) вмісту органічної речовини саме у глинах. Органічна речовина вміщується в них у розсіяному вигляді, зберігається від окиснення завдяки відновним умовам глинистих осадів і в анаеробних умовах

бактеріально й біохімічно перетворюється у вуглеводні нафтового ряду. У цьому разі глиниста речовина, особливо смектитова, мабуть, чинить і каталітичну дію на органічну речовину. Флюїдотривкі властивості і трищінуватість, яка знижує флюїдотривкість, вивчають не тільки інженери-геологи, а й нафтовики.

Однак глини мають і *негативні властивості*, наприклад, розбухання монтморилонітових порід спричиняє руйнування доріг, утворення просідань і зсувів.

Ґрунти, які складаються головню з глинистих мінералів, – основа життя на Землі. Типи ґрунтів зумовлені кліматом і складом материнських порід. Вони є одним з генетичних типів елювіальних утворень. Усебічно ґрунти розглядають у спеціальній науці – ґрунтознавстві. Геологам цікаві й викопні ґрунти, які допомагають розчленовувати осадові товщі і правильно відновлювати палеогеографічні або фаціальні умови. Дощові черви та інші тварини в ґрунті, як і рослинність, – потужніші геологічні чинники, які позначаються перш за все на формуванні осадових порід. У ґрунтах найтісніше взаємодіють глиниста речовина і біос, які мають, хоч і різну, здатність до обміну речовин.

Контрольні питання

1. Загальна характеристика глинистих порід.
2. Головні групи глинистих порід, класифікація і поширення.
3. Мінерали глин і їхня кристалохімічна будова.
4. Мінеральний склад глинистих порід та їхні оптичні властивості.
5. Методи дослідження глинистих порід.
6. Структурно-текстурна характеристика глинистих порід.
7. Каолінітові глини (склад, будова, генезис, застосування).
8. Монтморилонітові глини (склад, будова, генезис, застосування).
9. Генезис глинистих порід, умови нагромадження глинистих осадів.
10. Теоретичне значення глинистих порід.
11. Практичне значення глинистих порід.

12. Карбонатні породи

Карбонатні породи становлять майже 20 % від маси всіх осадових утворень земної кори (А. Ронов, 1978). Їхнє формування в геологічній історії Землі відбувалось неодноразово. Особливо багаті на карбонатні відклади кембрійська, ордовицька, силурійська, девонська, кам'яновугільна та третинна системи. Карбонатні відклади виникали в різних геотектонічних регіонах: у геосинкліналях, на платформах, у крайових і міжгірних прогинах. Важко назвати фаціальну обстановку, у якій не виникали б карбонатні осади. Вони трапляються в озерах, печерах, ґрунтах, у дельтах, лагунах. Ще ширше представлені в морях і по всьому профілю океанічного дна (на літоралі, шельфовому мілководді, зовнішньому краю шельфу, біля підніжжя континентального схилу, у глибоководних западинах і в серединних океанічних хребтах).

Упродовж геологічної історії карбонатнагромадження помітно еволюціонувало від доломітів або карбонатних порід, багатих на доломіт, до вапняків, які бідні або не містять доломітів. Водночас відбувалась еволюція органічного карбонатнагромадження, пов'язана з еволюцією органічного світу. Також простежено загальну зміну темпу осадження карбонатів від палеозою до кайнозою, зумовлену, очевидно, зменшенням територій, зайнятих мілкими, сприятливими для карбонатнагромадження епіконтинентальними морями, і зміною площ їхнього нагромадження.

Карбонатні породи – це дуже важливий об'єкт для дослідження.

У ході вивчення карбонатних порід дослідники повинні розглянути такі питання.

1. Основний речовинний склад: вміст кальциту, доломіту і нерозчинної частини порід. У польових умовах це визначають приблизно, а точніше – у процесі камеральних досліджень.
2. Структуру визначають візуально, за допомогою мікроскопа, дають їй докладну характеристику. Головне значення для визначення структури має вивчення шліфів і пришліфок.

3. Текстуру вивчають найдетальніше за польових умов. Виділяють текстури, пов'язані з дією тектонічних та гідродинамічних чинників, і текстури, пов'язані з життєдіяльністю організмів. Додатково вивчають у шліфах і пришліфовках.
4. У характеристиці органічних решток визначають склад, збереженість, умови захоронення і сліди життя (свердління, прикріпленість до твердого субстрату, заривання в ґрунт).
5. Під час спостереження контактів шарів докладно описують поверхні, пов'язані з осушенням, розмивом, карстовими явищами.
6. Вивчають розсіянні аутигенні мінерали, визначають послідовність виникнення цих мінералів і стадії їхнього формування (діагенез, епігенез).
7. Спостерігають конкреції і включення в карбонатних породах, їхній склад, кількісний вміст, форму, структуру, текстуру, взаємовідношення з основною частиною породи (у польових і камеральних умовах).
8. Визначають умови залягання.
9. Досліджують вторинні перетворення.

Останніми роками вивчення карбонатних порід і сучасних карбонатних осадів різного генезису просунулось уперед. Цьому сприяли не тільки висока цінність самих карбонатних відкладів, а й відкриття багатих родовищ нафти і газу, пов'язаних з карбонатними товщами.

Значною мірою розвиток досліджень давніх та сучасних карбонатних осадів стимулювали великі успіхи океанографічних розвідок і глибоководне буріння.

У ході вивчення сучасних і давніх карбонатних відкладів виділяють декілька проблемних напрямів досліджень.

1. Систематизація карбонатних відкладів (тобто уніфікація класифікацій карбонатних відкладів).
2. Вивчення сингенетичних, діагенетичних і катагенетичних процесів у карбонатних відкладах, які мають значення для з'ясування карбонатного породоутворення і в зв'язку з проблемою нафти.
3. Генетичний аналіз і розробка моделей співвідношень фацій карбонатних відкладів.
4. Детальне вивчення чинників карбонатнагромадження: з'ясування ролі солоності й температури води у формуванні та розподілі осадів, дослідження ролі водоростей як осаджувачів карбонатів, значення ступеня і характеру ізоляції ділянок морського дна в процесі карбонатнагромадження.

5. Виявлення глобальних закономірностей у процесах карбонатонагромадження.

12.1. Класифікація карбонатних порід

Карбонатні породи – осадові утворення, на 50 % і більше складені переважно з кальциту і (або) доломіту. Це вапняки, вапнякові туфи, доломіти і породи вапняково-доломітового складу. За генезисом М. Швецов (1948) виділив такі групи карбонатних порід: 1) органогенні, 2) хемогенні, 3) уламкові, 4) змішані, 5) перекристалізовані.

1. Група органогенних карбонатних порід об'єднує породи, карбонатна частина яких на 50 % і більше представлена органічними рештками. Їх поділяють за груповим складом, цілісністю і розмірами органічних решток. В особливу підгрупу виділяють фітогенні карбонатні породи – водоростеві й мікрофітолітові. Водоростеві більш ніж на 50 % складені синьо-зеленими і зеленими водоростями. До них же умовно зачисляють онколітові, строматолітові й онколіто-строматолітові породи. До мікрофітолітових належать згусткові, грудкуваті, плямисті й інші різновиди.
2. До групи хемогенних карбонатних зачисляють породи, в яких основна складова частина (понад 50 %) виникла внаслідок фізико-хімічних процесів. Серед них виділяють дрібнозернисті породи з розміром зерен 0,05–0,005 мм, пелітоморфні (< 0,005 мм), оолітові, складені з мікроконкрецій з концентричною і радіально-променевою будовою (оолітів) розміром від часток до декількох міліметрів, псевдооолітові (ооліти не мають правильної внутрішньої будови) і вапнякові туфи та травертини, які утворюються на виходах мінеральних джерел.
3. Група уламкових карбонатних порід охоплює породи, карбонатна частина яких на 50 % і більше складена з уламків карбонатних порід, зцементованих карбонатним цементом. Її поділяють за розмірами і формою уламків згідно з градаціями, прийнятими в класифікації уламкових порід. Серед них виділяють вапнякові або доломітові брекчії, конгломерати, гравеліти, пісковики й алевроліти.
4. Групу змішаних карбонатних порід становлять породи, складені з різнорідних елементів (хемогенні формені елементи, органічні рештки, уламки карбонатних порід). Вміст

кожного з них – менше 50 %, проте в сумі вони становлять понад 50 %, перевищуючи кількість зернистого карбонатного цементу. Такими породами є уламково-фітолітові, грудкувато-органогенні, ооліто-органогенні та ін.

5. Особливою групою є змінені – перекристалізовані – карбонатні породи, які можуть виникати з карбонатних порід різного походження. Перекристалізація відбувається під час процесів катагенезу і метагенезу. У підсумку виникають кристалічно-зернисті, мармуризовані породи і мармури із зернами різного розміру: грубо- (> 1 мм), крупно- (1–0,5), середньо- (0,5–0,25), дрібно- (0,25–0,005), мікрозернисті (0,05–0,005 мм).

Крім перелічених, пропонують виділити як самостійні групи і підгрупи: органогенно-уламкові й породи, перехідні між карбонатними та уламковими, у які потрапляють такі важливі породи, як мергелі та інші, а також підгрупу змішаних фітозоогенних у групі органогенних, у яку включають біогерми водоростево-коралових рифів.

У різні роки різні дослідники пробували використовувати структурні особливості карбонатного матеріалу для оцінки ступеня зміни порід. Відома класифікація В. Татарського (1959), який розділив структури за розміром зерен карбонатного матеріалу на колоїдні (< 0,001 мм), тонко- (0,01–0,001), дрібно- (0,05–0,01), середньо- (0,25–0,05), крупно- (1,0–0,25) і грубозернисті (> 1 мм).

Первинними структурами є колоїдальні й тонкозернисті (седиментаційні та ранньодіагенетичні) і дрібнозернисті (діагенетичні); вторинними – крупно- і грубозернисті, які виникли під час епігенезу, і грубозернисті, які виникли внаслідок процесів метаморфізму.

Серед схем класифікацій карбонатних порід за складом виділимо класифікації, призначені для поділу порід ряду вапняк–доломіт, і класифікації для так званих перехідних порід ряду карбонатні породи–уламкові породи (пісковики, алеврити, глини). До перших належать класифікації М. Ноїнського (1913), Г. Теодоровича (1935), С. Вишнякова (1933), М. Страхова (1953), до других – Л. Пустовалова (1940), М. Швецова (1948), І. Хворової (1957), В. Домініковського (1958), Г. Теодоровича (1958). Для поділу порід за складом у ряді вапняк–доломіт найчастіше використовують класифікацію С. Вишнякова (табл. 12.1).

У складі карбонатних порід, крім карбонатних мінералів, може бути глинистий і теригенний матеріал (алевритовий, піщаний, гравійний). За його кількості до 5 % карбонатні породи належать до чистих відмін. Високий вміст обов'язково позначають у назві породи (табл. 12.2–12.4). Наявність інших мінералів (ангідрит, гіпс, фосфати та ін.) у кількості

до 25 % відображають у назві карбонатної породи із зазначенням відсоткового вмісту домішки. Ще вищий вміст (25–50 %) дає підстави присвоювати їй подвійну назву: фосфатно-вапнякова порода, ангідритодоломіт та ін.

Т а б л и ц я 12.1

Класифікація вапняково-доломітових порід,
за С. Вишняковим, 1933

Порода	CaCO ₃ , %	CaMg(CO ₃) ₂ , %
Вапняк	95–100	0–5
Доломітистий вапняк	75–95	5–25
Доломітовий вапняк	50–75	25–50
Вапняний доломіт	25–50	50–75
Вапнистий доломіт	5–25	75–95
Доломіт	0–5	95–100

Т а б л и ц я 12.2

Класифікація глинисто-карбонатних порід,
за С. Вишняковим, 1933

Порода	Глина, %	Карбонатний матеріал, %
Вапняк, доломіт	0–5	95–100
Глинистий вапняк, глинистий доломіт	5–25	75–95
Мергель, доломітовий мергель	25–75	25–75
Вапняна глина, доломітова глина	75–95	25–5
Глина	100–95	0–5

Т а б л и ц я 12.3

Класифікація карбонатних порід, збагачених теригенним матеріалом,
за М. Логвиненком, 1974

Порода	Теригенний матеріал, %	Карбонатний матеріал, %
Вапняк, доломіт	0–5	95–100
Гальковий, гравійний, піщаний, алевритовий або глинистий вапняк (мергель) або доломіт	5–50	50–95
Вапняний або доломітовий конгломерат, гравій, пісковик, пісок, алеврит, вапняна глина, вапняний аргіліт, вапняний глинистий сланець та ін.	50–95	5–50
Конгломерат, гравій, пісок, пісковик, алевроліт, алеврит, глина, аргіліт, глинистий сланець та ін.	95–100	0–5

Т а б л и ц я 12.4

Вапнисто-доломітові породи з гіпсом, магнезитом, сидеритом кременистою речовиною, за С. Вишняковим, 1957

Вміст вапнисто-доломітового компонента, %	Гіпсово-карбонатні породи	Магнезіально-доломітові (вапнисті) породи	Сидерито-вапнисті (доломітові) породи	Кременево-карбонатні породи
0–5	Гіпс	Магнезит	Сидерит	Кремій (силікаліт)
5–25	Гіпс доломітистий (вапняковистий)	Магнезит доломітистий (вапняковистий)	Сидерит вапняковистий (доломітистий)	Кремій вапняковистий доломітистий
25–50	Гіпс доломітовий (вапнистий)	Магнезит доломітовий (вапнистий)	Сидерит вапнистий (доломітовий)	Кремій вапнистий (доломітовий)
50–75	Доломіт (вапняк) гіпсовий	Доломіт (вапняк) магнезитовий	Вапняк (доломіт) сидеритовий	Вапняк (доломіт) кремений
75–90	Доломіт (вапняк) гіпсовий	Доломіт (вапняк) магнезитовий	Вапняк (доломіт) сидеритовий	Вапняк (доломіт) кремений
95–100	Доломіт (вапняк)	Доломіт (вапняк)	Вапняк (доломіт)	Вапняк (доломіт)

За мінералогічною ознакою всі карбонатні породи поділяють на:

- 1) вапняки, складені кальцитом або арагонітом;
- 2) доломіти, або доломітоліти, складені мінералом доломітом;
- 3) сидерити, або сидеритоліти, складені мінералом сидеритом;
- 4) магнезити, або магнезитоліти, складені магнезитом;

і деякі інші рідкісні породи, наприклад,

- 5) анкерити, або анкеритоліти, складені анкеритом;
- 6) родохрозитоліти, складені родохрозитом (якщо розглядати їх у складі карбонатних порід).

Мінералогічні типи карбонатних порід далі поділяють уже за структурою. Структурна класифікація передбачає виділення майже всіх структурних типів, які властиві осадовим породам, що свідчить і про структурну різноманітність карбонатів, особливо вапняків, і про їхню полігенетичність (табл. 12.5–12.8).

Структурна класифікація вапняків, за В. Фроловим, 1992

А. Пелітоморфні**I. Біоморфні****1. Цільноскелетні:**

а) мікрочерепашкові:

- 1) форамініферові (глобігеринові та ін.);
- 2) остракодові;
- 3) птероподові;
- 4) сферові (сферово-водоростеві та ін.);
- 5) мікротрохіліскові та ін.;

б) нечерепашкові (каркасні, водоростеві та ін.).

2. Мікробіодетритові:

а) монодетритові:

- 1) коколітові;
- 2) коралові;
- 3) водоростеві та ін.;

б) полідетритові.

3. Мікропролітові**II. Мікросфероагрегатні****1. Мікролітові.****2. Мікросферолітові.****3. Мікрогрудкуваті.****III. Мікроуламкові (алевритові та ін.).****IV. Мікрокристалобластові (змінені перекристалізовані).****Б. Зернисті (візуально)****I. Біоморфні****1. Цільнокістякові:**

а) цільночерепашкові;

б) крупночерепашкові:

- 1) пелециподові;
- 2) гастроподові;
- 3) цефалоподові;
- 4) брахіоподові;

в) дрібночерепашкові:

- 1) нумулітові;
- 2) фузулінові;
- 3) остракодові;
- 4) трохіліскові;
- 5) гастроподові;
- 6) пелециподові;
- 7) птероподові та ін.

2. Біогермі (каркасні):

а) фітоморфні – водоростеві:

- 1) ціаноалгіфітові (із синьо-зелених водоростей);
- 1₁) строматолітові;
- 1₂) онколітові й інші біосфероагрегатні (боболітові, катаграфієві та ін.);
- 2) багряноводоростеві (із червоних або багряних водоростей);

Закінчення табл. 12.5

	2 ₁) літотамнієві;
	2 ₂) літофілумові та ін.;
	3) зеленородостеві (із зелених водоростей) та ін.;
б)	зооморфні (з решток тварин):
	1) коралові;
	2) строматопорові;
	3) губкові;
	4) моховаткові;
	5) пелециподові;
	6) гастроподові;
	7) форамініферові;
	8) серпулові;
	9) балянусові;
	10) полізооморфні;
в)	біодетритові:
	1) монодетритові – всіх перерахованих вище груп організмів;
	2) полідетритові;
г)	копролітові (або пелетові) – типи за похідними організмами і розмірами.
II. Сфероагрегатні:	
	Оолітові.
	Пізолітові.
	Бобові.
	Сферолітові.
	Псевдооолітові.
	Вузлуваті (нодулярні).
	Грудкуваті.
	Конкреційні та ін.
III. Уламкові – поділяють за розміром, обкатаністю, взаємовідношенням, як уламкові породи, наприклад, брилові, блокові, валунні, брекчієві (щебеневі), галькові (конгломератові), жорств'яні, гравієві, піщані.	
IV. Кристалобластові , або кристалічнозернисті , що є зміненими (перекристалізованими або гранульованими), а також новоутвореними і метасоматичними, розрізняють за розміром зерна і реліктовими структурами.	

Вапняки візуально розділяють на пелітоморфні, тобто незернисті, і зернисті (див. табл. 12.5).

Пелітоморфні вапняки під мікроскопом поділяють на *біоморфні*, *сфероагрегатні*, *уламкові* та *кристалобластові*, а за розміром – на *мікрозернисті* (0,005–0,0001 мм) і *колоїдально-зернисті* (дрібніше 0,0001 мм). Біоморфні представлені *мікрофорамініферовими* (глобігеріновими та ін.), *водоростевими сферовими* (кальцисферовими) і *нанопланктонними*, переважно *коколітовими* (крейда), вапняками. І ті, й інші бувають *суцільночерепашковими*, або *суцільноскелетними*, і *детритовими*, або *біокластовими*. Уламкові мікрозернисті вапняки складені тонким

шламом – продуктом перетирання (і поїдання крабами та іншими безхребетними) у хвилеприбійній зоні вапняків та біопобудов рифів. У другому випадку вапняки формально повинні належати до біоморфних, а саме – до біокластових. Однак дрібний розмір, звичайно, не дає змоги визначити характер уламків, що й спонукає зачислити їх до просто уламкових мікрозернистих. У колоїдально-зернистих вапняків зерна не розрізнити навіть за найсильніших збільшень. Загалом візуально незернисті вапняки щораз частіше називають *мікритовими*. Нерідко їх досі вважають хомогенними, тобто утвореними під час хомогенного осадження кристалів колоїдальної розмірності з перенасичених розчинів, що найчастіше є помилкою. З мікросфероагрегатних вапняків звичайними є сферолітові та грудкуваті. Часто трапляються мікрокристалобластові вапняки.

Зернисті (візуально зернисті) *вапняки* також поділяють на біоморфні, сфероагрегатні, уламкові та кристалобластові. *Біоморфні*, відповідно, бувають *суцільноскелетні – біогермні*, або *прикріплено-скелетні*, і *черепашкові*, а також *біосфероагрегатні* та *біодетритові*. Організми будують *біогерми*, нерідко гігантські вертикальні споруди заввишки у сотні метрів (“*біогерми*”, “*біологічні стовпи*”), *біостроми*, або сплюснені пластоподібні лінзи, теж нерідко досить великі (у сотні квадратних кілометрів), і *черепашкові банки*, наприклад, устричні. *Асоціація біогермів – це біогермний масив*. Такі масиви утворюють кістяки *рифів*, а ті – *рифові формації* (Великий Бар’єрний риф Австралії).

Черепашкові вапняки складені, зазвичай, з розрізнених черепашок двостулков, гастроподів, амонітів, зі стулков брахіоподів, з панцирів трилобітів та черепашок остракодів і форамініфер. За розміром вони бувають *гіганточерепашковими* (понад 20 см), *крупно-* (20–5 см) і *дрібночерепашковими* (менше 5 см). Дрібночерепашкові найбільш різноманітні за *біоскладом*: пелециподові, гастроподові, цефалоподові, брахіоподові, серпулові, трилобітові (умовно), остракодів, птероподові, нумулітові, фузулінові, глобігеринові й інші форамініферові.

Біосфероагрегатні вапняки представлені практично лише *онколітовими* (розмір кульок – 1–10 см), *пізолітовими* (гороховими, 10–2 мм) і *біооолітовими* (боболітовими, катаграфієвими та ін.) типами, утвореними переважно або винятково *синьо-зеленими водоростями*. Донині не виявлені об’єктивні відмінності біосфероагрегатів (наприклад, біооолітів) від хемосфероагрегатів (наприклад, хемооолітів). Тому дрібні сфероагрегати, найчастіше ооліти, можуть бути як біогенними, так і хомогенними. До біосфероагрегатних примикають *копролітові вапняки*, складені округлими кулястими або видовженими, нерідко циліндричними, пілюлеподібними агрегатами (5–0,05 мм) мікритового,

часто мікритошлямового вапнякового матеріалу, агрегованого у кишківнику мулоїдів або планктоноїдів та якоюсь мірою зцементованого.

Т а б л и ц я 12.6

Генетична класифікація карбонатних порід (без вулканосадових),
за В. Фроловим, 1992

А. Седиментогенні**I. Біогенні**

1. **Планктогенні:** фіто-, зоогенні; бактеріальні, які далі поділяють за групами організмів і за фаціальними умовами (озерні, лагунні, западинно-шельфові, пелагічні та ін.).
2. **Нектонні:** цефалоподові та ін.
3. **Бентосогенні:** фіто-, зоогенні, біостромові (черепашникові банки, водоростеві мати та ін.), біогермні, далі поділяють за групами організмів.
4. **Копрогенні.**

II. Хемогенні: активноводні (оолітові, онколітові та ін.) і тиховодні (мікритові) – прісноводні, лагунні, шельфові, пелагічні.

III. Механогенні: колювіальні, алювіальні, печерні, водоймові, еолові, прибійнні, припливні, підводно-флювіальні, турбідитні та ін.

Б. Метасоматичні й інтракрустальні**I. Елювіальні****1. Субаеральні:**

- а) *хемоалювіальні* – панцирні, карбонатні (калькрети та ін.);
- б) *фізичний елювій* – розвали кам'янисті карбонатні;
- в) *механічний елювій* – перлювій (горизонти конденсації – вітрові, водні).

2. Підводні:

- а) *хемоелювіальні* – панцирі (“тверде дно”);
- б) *фізичний елювій* – розвали кам'янисті;
- в) *механічний елювій* – підводний перлювій (горизонти конденсації черепашок, сидеритових та інших карбонатних конкрецій і жовен).

II. Печерні й інші внутрішньокорові брекчії розчинення, обвалів (наприклад, у разі розчинення солей) – доломітові та ін.

III. Постседиментогенні

1. **Діагенетичні** – конкреційні: ізометричні конкреції, лінзи, пласти.
2. **Катагенетичні** – конкреції, гнізда, ділянки, лінзи, пласти, власне метасоматити (у разі карбонатизації інших порід), зони роздоломічування та ін.
3. **Метагенетичні** – ділянки метасоматозу, жили, гнізда.

Т а б л и ц я 12.7

Формені елементи карбонатних порід, за Р. Безбородовим, 1989

<ul style="list-style-type: none"> • скелетні частини організмів (черепашки та ін.); • кальцит, який утворює мікрowodоростеві структури; • ооліти; • пелети, грудки і згустки; • інтракласти.
--

Т а б л и ц я 12.8

Класифікація карбонатних порід, за Р. Данхемом, 1962

Первинно-осадову структуру можна розпізнати		Первинні компоненти не були скріплені під час відкладання	Первинні компоненти були скріплені під час відкладання (це зростання скелетних залишків, шаруватість, яка не підпорядкована силі тяжіння; наявність порожнин, вистелених осадом і перекритих органічними або припустимо органічними залишками, які розміром перевищують міжгранулярні пори) Пакстоун	Первинну структуру не можна розпізнати. Кристалічний карбонат (розділяють відповідно до класифікації метаморфізованих порід і структур)
Порода містить мул (частинки пелітового або дрібноалевритового розміру)				
Опорою породи є мул		Зерна опираються одне на одне	Грейнстоун	
Зерен до 10 % Мадстоун	Зерен понад 10 % Вакстоун			

Поряд з суцільноскелетними поширені *біокластові*, або *біодетритові* (органогенно-уламкові, органогенно-детритові), *вапняки*, як *монодетритові*, складені зі скелетних решток одного виду або однієї форми, однієї групи організмів, так і різною мірою *змішані*, *поліміктові* або *полідетритові*. Назви їх будують за типом суцільночерепашкових з додаванням терміна, що означає уламковість, і терміна, що відображає ступінь змішаності. Наприклад, “вапняк біополідетритовий, головно криноїдно-брахіоподовий, з моховатками, серпулами і фузулінами, грубо-крупнозернистий, середньосортований”. *Криноїдні вапняки*, мабуть, найпоширеніші з біодетритових, і вони майже не трапляються як суцільноскелетні (табл. 12.9).

Сфероагрегатні вапняки морфологічно охоплюють розглянуті вище біосфероагрегатні та різноманітні абіогенні. Їхня структура дворівнева: розрізняють *сфероагрегатну структуру породи* і *структуру* (зазвичай, мікритову, голчасту, детритову) *агрегатів*. Крім того, у разі

зцементованості необхідно визначати структуру цементу. *Оолітові вапняки* є найпоширенішими. Оолітоподібні тільця без концентричної будови або з неясно розвинутою такою будовою найчастіше називають *псевдооолітами*, а крупні (2–5 мм) ооліти – *пізолітами*, або горошинами.

Т а б л и ц я 12.9

Органогенно-детритові структури

Розмір уламка	Структура
> 1 мм	Грубодетритова
1,0–0,5	Крупндетритова
0,5–0,25	Середньодетритова
0,25–0,1	Дрібндетритова
< 0,1	Тонкодетритова, або шламова

Уламкові вапняки аналогічні уламковим силікатним породам і виникають у разі розчленування і перемивання вапнякових осадів та порід будь-якого структурного типу. Нерідко вони формуються *in situ* (на місці) без топографічного переміщення – унаслідок фізичного звітрявання.

Кристалобластові, або *кристалічно-зернисті*, *вапняки* виникають з усіх інших типів унаслідок перекристалізації або метасоматичного заміщення й інкрустації. Отже, це за структурою вторинні, свого роду метаморфізовані породи, у кінцевому підсумку – мармури. Фактично дрібно- і навіть тонкозернисті (0,25–0,1 і 0,1–0,05 мм) гранобластові вапняки вже перекристалізовані, тому що під час хімічного осадження нагромаджуються лише мікрозернисті мули. Перекристалізація починається за невисоких температур і тиску, інтенсивніше вона відбувається у пізньому катагенезі й особливо у метагенезі та супроводжується укрупненням кристалів, полісинтетичним їхнім двійникуванням і формуванням гранобластової структури. Первинні структури поступово стираються або зберігаються у вигляді реліктових тіней. Однак первинна різнозернистість зберігається довго, особливо в разі метасоматичного заміщення та інкрустації (табл. 12.10).

Т а б л и ц я 12.10

Класифікація біоморфних структур

Найбільший діаметр залишків, мм	Структура
> 10	Гігантоскелетна
20–1	Грубоскелетна
1–0,5	Крупноскелетна
0,5–0,25	Середньоскелетна
< 0,25	Дрібноскелетна

Вапняки, як і інші осадові породи, часто бувають *змішаного мінерального складу*. Розробляють класифікації та номенклатури і таких *змішаних* порід. Найчастіше до вапнякової речовини домішаний *доломіт* – другий за поширеністю карбонатний мінерал. Хоча зі змішаних вапняково-доломітових порід (В. Домініковський, 1958; Д. Кальо та ін., 1977; Н. Страхов, 1951) значно частіше трапляються порівняно малодомішкові різновиди, проте геологу нерідко доводиться вивчати і породи з приблизно однаковим вмістом того й іншого мінералу. Ряд повної їхньої змішаності (від 0 до 100 % доломіту і кальциту) наведено в табл. 12.1.

З некарбонатних домішок найчастіше трапляються *кварц, силікатні мінерали, літокласти, глиниста речовина і кремнезем первинно- або вторинно-хемогенний*. У випадку уламкової домішки класифікацію змішаних порід будують аналогічно до класифікації вапнисто-доломітових порід: приймають ті самі норми домішок для виділення петротипів. *На прикладі піщаної домішки це буде:* 1) вапняк чистий (домішки піску – 0–5 %); 2) вапняк піскуватий (5–25 %), який іноді поділяють на два самостійні типи: слабкопіскуватий (5–15 %) і піскуватий (15–25 %); 3) вапняк піщаний (25–50 %); 4) пісковик вапняний (50–75 % піщаного матеріалу); 5) пісковик вапнистий (75–95 %); 6) пісковик чистий (95–100 % піщаних зерен).

Така сама класифікація *вапнисто-алевритових змішаних порід*, а також *вапнисто-гравійних і вапнисто-галечних*. Ті ж норми прийняті й для *вапнисто-глинистих порід*, однак традиційна їхня номенклатура має відмінності: за вмісту глинистої домішки в 25–50 % замість раціональної назви “*вапняк сильно глинистий*” усе ще вживають термін “*мергель*”, а *глину сильно вапняну* (50–25 % CaCO_3) називають *мергелем глинистим*.

Вапнисто-кремеві змішані породи потрібно розділяти за тими ж нормами домішок і називати вапняками чистими (SiO_2 до 5 %), слабко- (5–25 %) або сильнокременистими (25–50 %), і силіцидами, або кремєнями (опоками, трепелами, діатомітами тощо), сильно- (CaCO_3 50–25 %) і слабковапнистими (25–5 %), або вапнистими і вапняними. Іноді назви “слабко” або “сильноскременілі”, “окварцьовані” й подібні – менш вдалі, тому що є генетичними, а це не завжди легко визначити.

Доломіти структурно менш різноманітні, ніж вапняки, проте серед них виділяють практично всі структурні групи і більшість типів (А. Виноградов, 1961; С. Вишняков, 1956; Дмитрієва та ін. 1969; В. Домініковський, 1958; Ф. Петтіджон, 1981). *Пелітоморфні доломіти* головню лише мікрозернисті кристалобластові, а *біоморфні й уламкові* маловідомі. Фанеромірні доломіти також переважно кристалічнозернисті,

або кристалобластові, – від тонко- до грубо- і рідше до гігантозернистих. Менше поширені *біоморфні*, переважно *водоростеві строматолітові й онколітові, сфероагрегатні й уламкові*. Доломітові побудови синьо-зелених водоростей досить характерні для *протерозою*. У *палеозої* зрідка трапляються *дрібнобрахіоподові доломіти*, які виникли, мабуть, унаслідок сингенетичної доломітизації вапнякових мулів. Зі сфероагрегатних звичайні *оолітові і сферолітові доломіти*, а з уламкових найчастіше трапляються *брекчієві доломіти*, характерні для карбонатно-евапоритових формацій (наприклад, верхньої юри Кавказу).

Анкерити ще бідніші на структурні типи – вони трапляються лише у вигляді *мікро- або тонко-, дрібно-середньозернистих конкрецій округлої або пластової форми*.

Сидерити – практично тільки *гранобластові, від мікритових до крупнокристалічних* (наприклад, верхньопротерозойські бакальські метасоматичні сидерити Башкирії), рідше *біоморфні* – утворені під час діагенетичної цементації коралових рифів (середня юра Судацького району Криму) або черепашників (нижня і середня юра Кавказу). Скелетні рештки можуть бути кальцитовими або також заміщеними сидеритом. Зрідка сидерити сферолітові.

Магnezити варіюють від *мікрозернистих до гігантокристалічних* (кристали до 2–3 см), які виникають у разі магнієвого метасоматозу по доломітах, наприклад, у Саткінському родовищі у верхньому протерозої Башкирського антиклінорію.

Родохрозити – *мікро- і тонко-дрібнозернисті й більші, а також оолітові та пізолітові*.

12.2. Методи дослідження карбонатних порід

Кількість методик, які використовують для вивчення карбонатних відкладів, досить велика. Карбонатні породи характеризують макроскопічно і за допомогою петрографічного аналізу в шліфах. Потім їхній склад визначають хімічним та імерсійним методом, за допомогою термічного аналізу, електронною мікроскопією і рентгеноструктурним аналізом. Останніми роками для вивчення карбонатних порід використовують люмінесцентний і термолюмінесцентний аналізи.

Характеристику карбонатних порід подають за загальною схемою. Перш за все визначають назву породи. Для оцінки складу використовують 5% соляну кислоту і лупу. Вапняки бурхливо закипають у HCl. Крупнокристалічні доломіти в 5% і навіть 10% HCl не закипають, дрібнокристалічні доломіти спочатку вбирають кислоту, а потім

повільно виділяють пухирці газу, пелітоморфні доломіти в HCl закипають. Доломітове борошно закипає бурхливо. Анкерити реагують подібно до доломітів або дещо слабше, сидерити не закипають і в порошок. Для карбонатних порід важливо зазначити колір як на свіжому зломі, так і на звіттрілій поверхні. Її жовтий або червоний колір часто свідчить про наявність залістистих карбонатів, а білясте забарвлення – про чисті вапняки. У ході візуального опису карбонатних порід у польових умовах можна користуватись схемою, наведеною в табл. 12.11.

Мінералого-петрографічне вивчення у шліфах є обов'язковим етапом у дослідженні карбонатних порід. За допомогою мікроскопічного дослідження можна визначити: 1) речовинний склад карбонатних порід, 2) структуру і текстуру порід, 3) мікроскопічні органічні рештки, 4) кількість і склад домішок.

Таблиця 12.11

Схема візуального визначення карбонатних порід у польових умовах

Карбонатні породи (компоненти породи зазвичай видно простим оком або через лупу, рідше не розрізнити навіть через лупу)	Пухкі → Закипають		Черепашник Черепашковий пісок Форамініферовий та інші карбонатні мули	частинки > 1 мм 1–0,05 мм < 0,05 мм
	Зцементовані	Закипають	Вапняки Доломітові вапняки Крейда Мергель Пелітоморфні доломіти	У воді не розмочуються і не розпадаються за винятком деяких різновидів крейди і мергелю
		Не закипають	Доломіти Сильно скременілі доломіти і вапняки	У воді не розмочуються і не розпадаються
	Метаморфізовані перекристалізовані	Закипають	Кристалічнозернисті й мармуризовані вапняки (зерна видно простим оком або через лупу)	Те саме
		Не закипають	Кристалічнозернисті мармуризовані доломіти (зерна видно простим оком або через лупу)	Те саме

Примітка. Реакція закипання з соляною кислотою.

Серед карбонатних мінералів як породотвірні трапляються кальцит, доломіт, сидерит. Анкерит, магнезит та інші карбонати бувають найчастіше у вигляді домішки, нерідко суттєвої.

Універсальної схеми петрографічного опису карбонатних порід немає. Залежно від належності порід до того чи іншого генетичного типу (уламкові, органігенні й хемогенні) опис змінюється. Для порід, складених з органічних решток (черепашок, решток водоростей, продуктів

життєдіяльності організмів) і маси, що їх скріплює, можна запропонувати таку послідовність їхньої мікроскопічної характеристики.

Визначити, з якого матеріалу складається порода, і кількісно оцінити складові компоненти породи. Наприклад, органічні рештки і цемент, згустки і цементувальна маса.

Дати окрему характеристику кожної зі складових частин, починаючи з переважної.

Для органічних решток з'ясувати такі особливості.

1. Назва в межах типу і класу або конкретно, до загону, родини або роду.

У ході петрографічного вивчення карбонатних порід характеристика органічних решток має важливе значення. Рештки організмів, по-перше, є породоутворювальними, тобто складовою частиною досліджуваних порід, по-друге, вони мають стратиграфічне і генетичне значення, тому можуть бути використані для кореляції і висновку про умови утворення. Провідну роль серед них відіграють рештки тваринних організмів, менше – водорості.

Найбільше значення як породотвірні мають форамініфери (рис. 12.1), які належать до класу простіших одноклітинних тварин (родин Fusu-

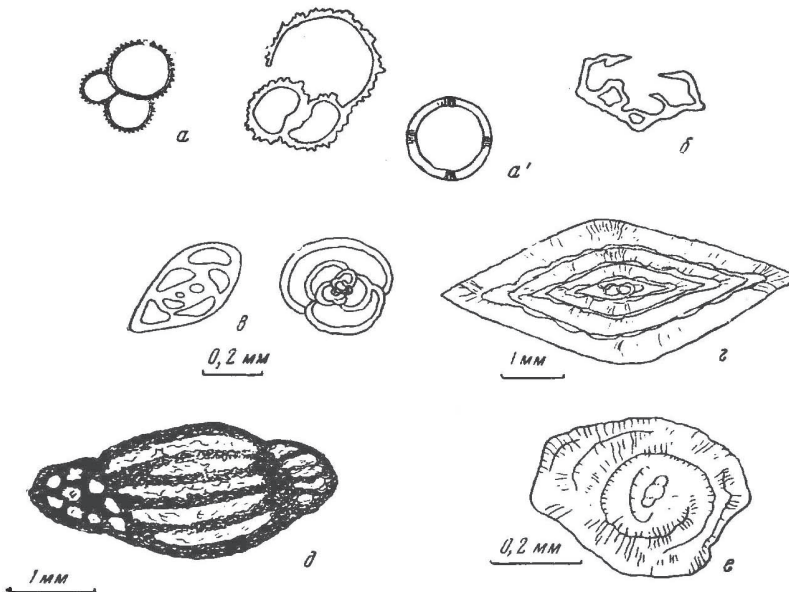


Рис. 12.1. Черепашки форамініфер у шліфах:
a, a' – глобігерини; *b* – глоботрункани; *c* – міліоліди, *c, d* – фузуліна з мікрозернистою стінкою; *e* – археодикус з радіально-променевою стінкою.

linidae, Miliolidae, Camerinidae та ін.). У шліфах за формою, розміром і внутрішньою структурою рештки тварин легко визначити за доброї збереженості не тільки до загону або родини, а нерідко до роду і виду. Склад цих форм звично кальцитовий, структура здебільшого фіброва, або тонковолокниста, і дрібнозерниста, стінки вміщують один, два або більше шарів. У породах, зазвичай, стінки черепашок складені пелітоморфним кальцитом.

Брахіоподи мають доломітово-вапняну або вапняну, рідше хітиново-фосфатну черепашку. Трапляються одношарові черепашки волокнистої будови, і дво- та тришарові, складені з призматичних і волокнистих (волокнисто-пластинчастих) шарів. Голки брахіоподів мають широкий осьовий канал і пластинчасто-концентричну будову стінки.

Для молюсків характерна складна багатошарова і різноманітна будова черепашок (рис. 12.2, 12.3). Пелециподи частіше тришарові: уміщують зовнішній роговий шар, потім призматичний і внутрішній пластинчастий шари. Устриці й рудисти вміщують три і більше шарів. Тришарова або багатошарова черепашка у гастроподів.

Голкошкірі мають скелет, який складається з великих монокристалічних пластин і голок. У шліфах досить чітко відрізняються від інших

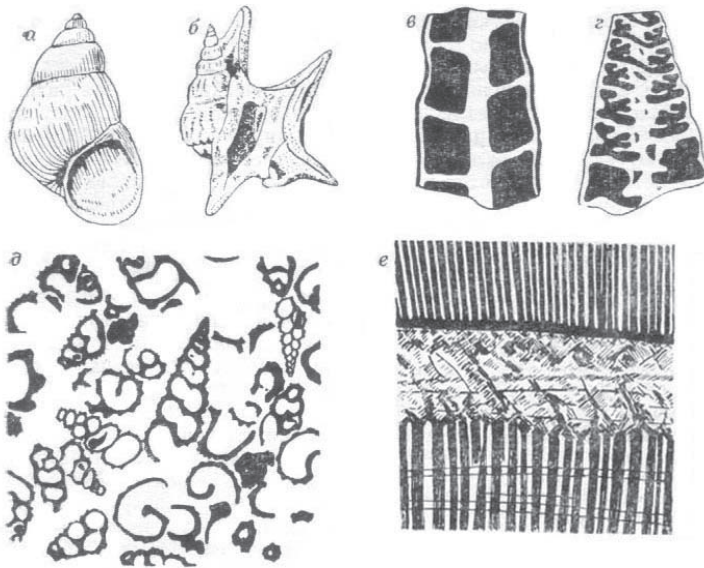


Рис. 12.2. Скелетні залишки гастроподів, за В. Масловим:
a, б – зовнішній вигляд черепашок; *в, г* – поздовжні перерізи черепашок;
д – характерні форми перерізів уламків черепашок гастроподів у шліфах, $\times 33$, без
 аналізатора; *е* – поперечний переріз стінки черепашки вихідного конуса.

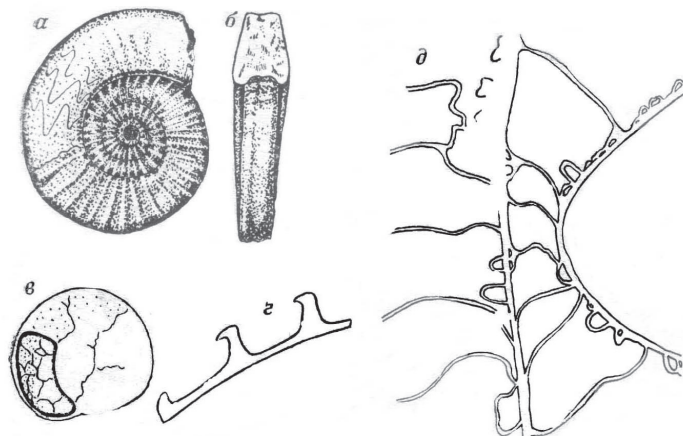


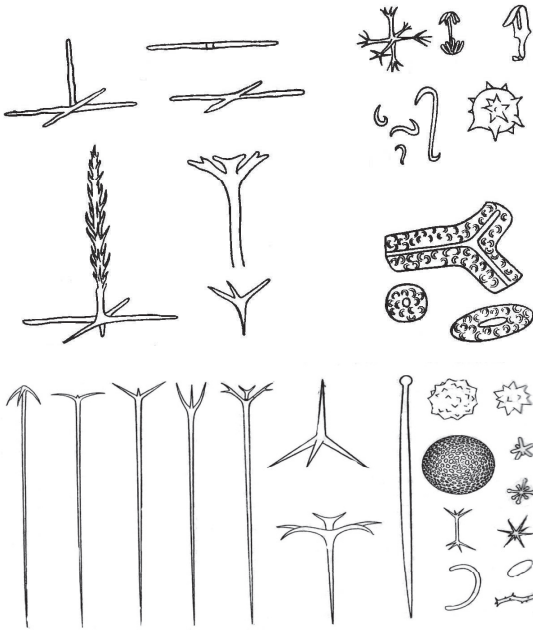
Рис. 12.3. Скелетні залишки амонітів, за І. Хворовою, 1958:
 а, б – зовнішній вигляд черепашки; в, з – залишки дрібних черепашок у шліфах,
 × 24; д – переріз через перетинки черепашки у пелітовому вапняку.

органічних решток характерним загасанням (гаснуть як монокристал) і формою (округлою, зірчастою та іншими правильними різновидами). Більшість голкошкірих відіграє роль породотвірних. Криноїдні вапняки, які як породотвірні вміщують рештки морських лілій (членики стебел), широко представлені в девоні і карбоні. Округла, овальна і зірчаста форми, осьовий канал і сітчаста будова дають підстави одночасно визначати ці форми. Голки морських їжаків відрізняються складнішою внутрішньою будовою, нерідко неоднаковою товщиною і подовженою формою в поздовжньому перерізі. Загалом рештки голкошкірих стійкіші проти вторинних процесів перетворення порівняно з багатьма органічними рештками.

Сучасні корали мають арагонітовий, а викопні форми – кальцитовий скелет, складений з двох шарів фібрової будови. Фібри поєднуються в балочки або трабекули. Скелет нерідко заміщений тонкозернистим або більш крупнозернистим кальцитом.

Моховатки – поширені колоніальні прикріплені тварини з вапняним зовнішнім скелетом. Форма скелета різноманітна, найчастіше це гілчасті й сітчасті утворення з комірковою будовою. Зазвичай, моховатки мають одношарову тонкопластинчасту або зернисту стінку. В деяких моховатках зафіксований двошаровий скелет.

Вапняні губки мають скелет, який складається з вапняних спікул, що мають одно-, три- або чотирипроменеву форму і тонкий осьовий канал. Розміри спікул мікроскопічні (рис. 12.4).

Рис. 12.4. Спікули губок. $\times 25$.

У карбонатних породах майже всіх систем фанерозою трапляються рештки черв'яків. У поперечних перерізах різних форм зафіксовано радіально-променеву, фіброву і зернисту будову. Продукти життєдіяльності черв'яків звично складаються з магнезійного кальциту.

Залежно від систематичного складу палеонтологічних решток у разі переваги відповідної групи організмів розрізняють *цефалоподові*, *форамініферові*, *пелециподові*, *гастроподові*, *водоростеві та інші карбонатні породи*. За різноманітного складу черепашкового матеріалу породи називають *полідетритовою*. У різновидах, де, незважаючи на

суміш різних органогенних фрагментів, деякі мають перевагу, уживають подвійну назву (наприклад, криноїдно-полідетритові).

2. Мінеральний склад і внутрішню структуру, за якою нерідко визначають систематичне положення органічних решток.

3. Ступінь збереженості (перекристалізовані, гранульовані, кородовані, заміщені будь-яким матеріалом, наприклад, скременіння, доломітизація тощо). Нерідко органічні рештки, які належать до різних типів і класів, мають різний ступінь збереженості.

4. Характер органічних решток (цілі черепашки або їхні уламки), форму, ступінь обкатаності. Породи, які вміщують серед органічної частини тільки цілі скелети організмів, належать до *біоморфних*. Наприклад, біоморфні моховаткові вапняки, остракодові вапняки. Більше поширені *детритово-біоморфні карбонатні породи*, які складаються з суміші цільних або слабо пошкоджених черепашок і їхніх уламків (детриту), причому перші становлять понад 50 % усіх органогенних фрагментів. Нерідко виділяють *органогенно-детритові карбонатні породи*, які вміщують лише уламки органічних решток. У випадку обкатаності черепашкового детриту породи належать до черепашкових вапнякових пісковиків або гравелітів.

5. Розміри органічних решток. Залежно від розмірів органічних фрагментів виділяють несортвані, які складаються з уламків різного розміру, крупнодетритові (уміщують понад 50 % уламків > 1 мм), дрібнодетритові (1,0–0,1 мм) і шламові (< 0,1 мм).

Рослинні вапнякові рештки в карбонатних породах найбільше представлені рештками водоростей, вапняний скелет яких створений відкладанням дрібнозернистого кальциту всередині кліток або поза ними (синьо-зелені, зелені, червоні, або багряні, харові водорості, коколітофори) (рис. 12.5). Синьо-зелені водорості відомі з докембрію. Серед них виділяють синьо-зелені водорості, які зберігають ясні сліди ниток у вигляді каналів, складених дрібнозернистим кальцитом. Строматоліти й онколіти є формами, утвореними ценозом водоростей. До строматолітів належать прикріплені утворення (коленії, конофітони та ін.), а до онколітів – округлі жовна, що вільно перекочуються по дну.

Зелені водорості більш високоорганізовані порівняно з синьо-зеленими утвореннями. Їхній скелет – чохол складної будови. Вони мають безвапняний центральний сифон і гілки, пронизані каналцями (сифонові водорості). Вапняний скелет у більшості сифонових водоростей крупнокристалічний кальцитовий. Зелені водорості – холімеди – будують скелет з арагоніту.

Червоні, або багряні, водорості – досить поширені вапновидільні утворення. Вони відомі з силуру (солонопори) і домінували в крейді та третинних відкладах (літотамнії і нуліпори). Дрібнозернистий карбонат відкладається в них усередині клітин і перетворюється в грудку, кірку або кущик. Літотамнії складаються з високомагнезійного кальциту.

Харові водорості (хари) мають безвапняне стебло та оболонки спороніжок або оогоній і відомі з девону (морські форми – трохіліски); добре вивчені кайнозойські, переважно прісноводні утворення, які трапляються в озерних мергелях.

Коколітофори – дрібні (< 0,005 мм) одноклітинні водорості, які мають вапняний панцир, що складається з окремих неподільних коколітів. Вони утворюють коколітосфери, або трубкоподібні утворення, – рабдоліти.

Після опису органічних решток характеризують цементувальні маси.

1. Мінералогічний склад з характеристикою кожного мінералу, який формує цементувальну масу.
2. Для виділення мінералів зазначають: а) вміст, б) розмір, в) форму, г) характер розподілу, д) інші ознаки. Одержані дані використовують для визначення структури і мікроструктури породи.

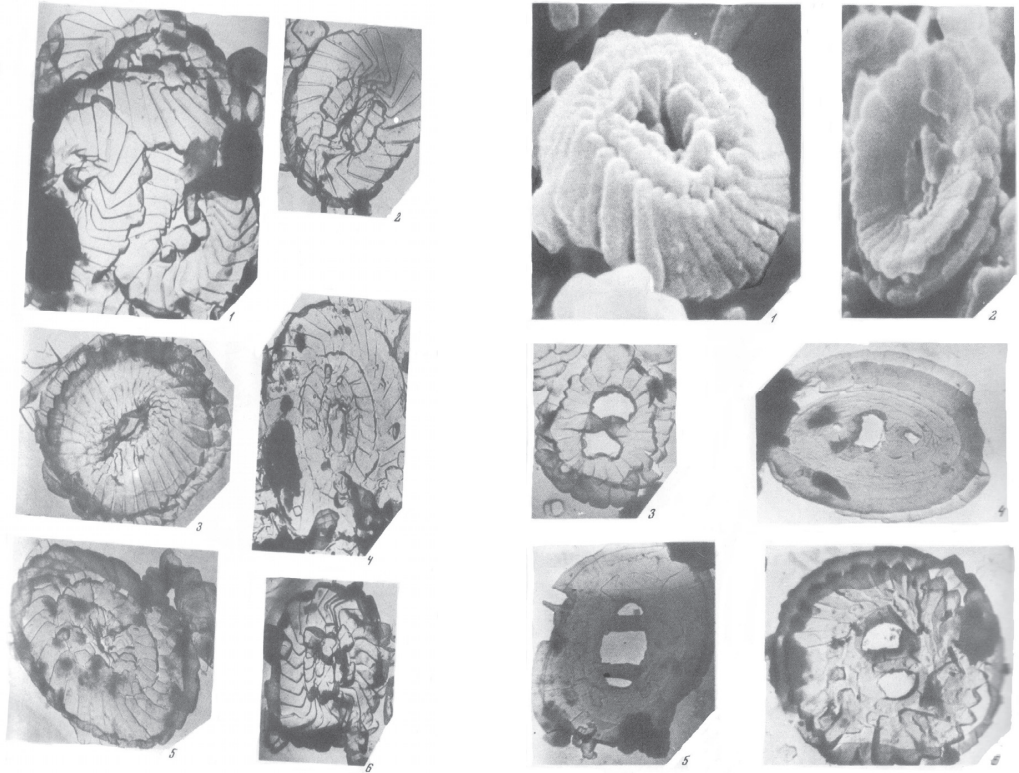


Рис. 12.5. Знімки коколітофоридів під сканувальним мікроскопом діатоміту, $\times 10\,000$, за С. Шуменком.

3. Характеристика домішок, для яких зазначають: а) вміст, б) склад, в) розмір, г) характер розподілу.

Досить близький до розглянутої схеми опис деяких різновидів хемогенних карбонатних порід (оолітових і псевдооолітових). Характеризуючи їх, для оолітів фіксують вміст, форму (просту або складну), розмір, склад, внутрішню будову (центральне ядро і матеріал, що його утворює, її периферійну зону), текстуру, структуру. Реєструють усі випадки їхньої зміни (розколювання, кородованість, заміщення та ін.).

Скелетні породоутворювальні рештки організмів неодноразово описував В. Маслов (1956), а також М. Швецов (1957). Як уже зазначено, органічні рештки визначають за їхньою формою, розміром, внутрішньою структурою та мінеральним складом – майже винятково кальцитовим, менше – арагонітовим.

Що стосується структури, то, зазвичай, розрізняють такі її типи.

1. Мікрозерниста, без закономірного орієнтування зерен, наслідком чого є агрегатна поляризація (нема загасання, оскільки гаснуть дрібні кристалики неодноразово); вона властива деяким форамініферам і майже всім водоростям.
2. Тонкофіброва – у багатьох форамініфер, у остракодів, трилобітів, коколітів та інших волокнисті кристалики кальциту не можна побачити через мікроскоп, проте за чітким хвилястим, нерідко правильним хрестоподібним загасанням можна відновити їхнє орієнтування, зазвичай, перпендикулярне до стінки, у круглих камерах – радіальне.
3. Фіброва, або волокниста – у деяких брахіоподів та пелециподів, серпул; волокна видно за великих збільшень, розташування їх закономірне, загасання хвилясте.
4. Пластинчаста – у багатьох брахіоподів, моховаток, частково у пелециподів: пластинки на поперечному зрізі подібні на волокна, орієнтовані з різним ступенем досконалості поперек стінки, косо або безладно; нерідко вони гофровані; загасання найчастіше хвилясте, однак нечітке.
5. Призматична – у деяких брахіоподів та багатьох пелециподів; призми, зазвичай, орієнтовані поперек стінки або косо до неї, досягають (у іноцерамів) декількох міліметрів у товщину і видимі простим оком.
6. Крупнокристалічна – у голкошкірих; розміри кристалів іноді досягають 1,0–1,5 см, мають правильну (круглу, зірчасту й інші) форму та правильну сітчастість, яка полегшує скелет.

Вивчення карбонатних порід у шліфах є важливішим, ніж інших порід, оскільки різноманітні структурні форми цих мінералів, особливо кальциту (органогенного, хемогенного, уламкового), можуть бути визначені часто тільки мікроскопічно. Можливість проводити на відкритих шліфах мікрохімічні реакції, фарбування та застосування імерсійного методу підвищує значення цього виду дослідження.

Вивчення та опис карбонатної породи у шліфах проводять за загальною схемою. Після назви описують колір, особливості будови у великому плані (ступінь однорідності), структуру, текстуру, склад, включення, пористість, вторинні зміни й інші ознаки.

Карбонатна порода, особливо дрібно- та мікрозерниста, у шліфі часто виглядає сірою, що пояснюють значним заломленням карбонатних мінералів. Темна тонкорозсіяна домішка посилює сіре забарвлення.

У шліфі виділяють усі структурні різновиди карбонатних порід, у тім числі найтонші – дрібно-, мікро- і колоїдно- (або колоїдально-) зернисті, а також шламкові й інші, які макроскопічно не розрізняють та описують як афанітові або пелітоморфні.

Головні карбонатні мінерали – група кальциту (кальцит, магнезит, сидерит, доломіт, анкерит та ін.), діагностика яких дещо утруднена з огляду на велику схожість кристалографічних та оптичних властивостей і дуже розвинутого ізоморфізму (табл. 12.2). Вони кристалізуються в тригональній сингонії, мають досконалу спайність по ромбоєдру, яка мало відрізняється за кутом (не більше $1-2^\circ$, оптично одновісні, негативні і мають сильне двозаломлення, однакове, перламутрове або біле (рожеве) вищого порядку інтерференційне забарвлення та ясний псевдоплеохроїзм у прохідному світлі (завдяки зміні рельєфу під час обертання столика зерна ніби плеохроюють у сірих тонах – від безбарвного до сірого)). Наближеність іонних радіусів катіонів приводить до широкого розвитку їхніх ізоморфних взаємних заміщень і, отже, до поступової зміни не тільки хімічного складу, а й оптичних властивостей, що також утруднює їхнє розділення.

З іншої групи карбонатів – групи арагоніту, – які кристалізуються у ромбічній сингонії і є двовісними з невеликим кутом оптичних осей (практично одновісними), тільки арагоніт є у складі карбонатних порід. Їхні оптичні властивості (від'ємний знак і дуже сильне двозаломлення) того ж порядку, що й у групі кальциту. Кристалографічно вони псевдогексагональні, тобто схожі на мінерали групи кальциту.

Усе це свідчить про те, що визначення карбонатних мінералів не може ґрунтуватися на одному методі, а є комплексним; крім вивчення у взірці та у шліфах, важливе значення має імерсійний метод, хімічний і термічний аналізи, а також методи забарвлення.

Перш за все розглянемо можливості визначення карбонатних мінералів у шліфах. Вони ґрунтуються передусім на різницях кристалізаційної сили карбонатних мінералів, а також частково на різницях кольору, показників заломлення та двозаломлення і в арагоніту – на його двовісності та субпризматичності. Кристалізаційна сила найменша у кальциту, значно більша в доломіту і максимальна в сидериту. Відповідно до цього зростає ступінь ідіоморфізму та зменшується розмір зерен і різнозернистість структури.

Вапняки часто бувають різнозернистими, нерідко в одному шліфі – від крупно- до мікрозернистих; форма зерен неправильна, складна, сильно лапчаста (їхній контур не тільки ламаний, а й криволінійний).

Т а б л и ц я 12.12

Основні оптичні та кристалографічні властивості карбонатних мінералів

Мінерал і його склад	Полісинтетичні двійники	Густина	n_g і n_o (і n_m)	n_p (і n_e)	n_e на площині спайності	Двозаломлення
Арагоніт CaCO_3	Звичайні	2,94	1,686 (1,681)	1,530	-	0,155
Кальцит CaCO_3	Звичайні	2,72	1,658	1,486	1,556	0,172
Доломіт $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Рідкісні	2,87	1,697	1,5	1,587	0,181
Анкерит $\text{Ca}(\text{Mg},\text{Fe})(\text{CO}_3)_2$	Дуже рідкісні	2,87	1,728– 1,740	1,531– 1,536		0,197– 0,205
Магнезит MgCO_3	Нема	2,98	1,700	1,509	1,602	0,191
Брейнерит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$	-		1,707– 1,718	1,517		1,191– 0,202
Пістомезит $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$	-		1,788	1,570		0,218
Сидерит FeCO_3	-	3,95	1,875	1,633	1,748	0,242
Феродоломіт* $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$	-	3,20	1,765	1,555	1,655	0,210
Родохрозит MnCO_3	-	3,60	1,816	1,597	1,702	0,219

Примітка. Арагоніт – двовісний, ромбічної сингонії; решта – одновісні тригональні, переважно ромбоєдричні; оптичний знак усіх мінералів від’ємний. Сталі феродоломіту обчислені.

Структура доломітів значно більш рівномірнозерниста, найчастіше просто рівномірнозерниста, за розміром зерен – від середньо- до мікрозернистої; менше вони бувають крупнозернистими; форма зерен значно простіша і правильна, ніж у кальциту; вона наближається до ромбоєдричної.

Сидерит, якщо він не сферолітовий, а зернистий, має рівномірнозернисту, мікро- або дрібнозернисту структуру і правильну, субромбоєдричну форму зерен, які часто бувають кородовані мінералами гідрооксидів заліза, утвореними під час окиснення сидериту; окиснення відбувається швидко, тому сидерити, а також анкерити у шліфі завжди мають рожеве забарвлення та асоціюють із залізистими гідроокисними мінералами, які слугують додатковою ознакою. Природно, відмінності структур, зумовлені різною кристалізаційною силою мінералів, не універсальні, оскільки вони нерізкі. Тому лише на цій ознаці не можна ґрунтувати

визначення складу породи. Все ж ця ознака важлива і дає змогу навіть в одній породі розрізняти доломіт і кальцит: у доломітизованих вапняках доломіт утворює, зазвичай, ідіоморфні ромбоєдричні кристали, тому що кальцит – мінерал з меншою кристалізаційною силою – перешкоджає його росту менше, ніж доломітові зерна в чистому доломіті. Ідіоморфна форма у цьому випадку не є показником більш раннього порівняно з кальцитом виділення доломіту: часто він утворюється на стадії епігенезу.

Іншою кристалографічною особливістю, яка допомагає розрізняти кальцит і доломіт, є наявність полісинтетичних двійників у кальциті, тоді як у доломіті (і анкериті, сидериті) їх нема. Оскільки двійникування виявляється у досить великих кристалах (понад 0,1 мм) і частіше утворюється за наявності тиску (у мармурах кальцит, зазвичай, повністю здвійникований), то не можна зачислювати до доломітів породи, карбонат яких є здвійникований.

До арагоніту часто зачисляють усі голчасті та волокнисті мінерали, що призводить до помилок, оскільки ці форми властиві й кальцитові. У шліфах арагоніт можна визначити за його двовісністю, хоча через малий кут оптичних осей для цього необхідні розрізи, у яких принаймні одна з оптичних осей та гостра бісектриса повинні бути у полі зору. Другою ознакою є пряме щодо спайності загасання арагоніту, а в кальциту воно косе, симетричне. Правда, спайність в арагоніту виражена не завжди добре і часто непомітна, як і в дрібних кристалах кальциту й доломіту.

Використання відмінностей заломлення та двозаломлення карбонатів для їхньої діагностики у шліфах ще менш надійне, проте корисне. Кальцит і доломіт (перший частіше, ніж другий) дають розрізи з n_p менші, ніж заломлення бальзаму; в інших мінералах таких розрізів немає. За однакової товщини шліфа кальцит і арагоніт мають яскравіше, перламутрове інтерференційне забарвлення, а доломіт та інші мінерали (через їхнє велике двозаломлення) – біле або рожеве, загалом більш непоказне інтерференційне забарвлення вищого порядку, хоч на краю шліфа через меншу його товщину й у низці зерен у всій масі породи внаслідок перерізу, майже перпендикулярного до оптичної осі, і доломіт має перламутрове, тобто нижче інтерференційне забарвлення.

Крім названих відмінностей, доломіт частіше, ніж кальцит, буває мутним з огляду на наявність пилюватих непрозорих включень.

Точніше можна визначити оптичні властивості у шліфах за допомогою імерсійного методу та забарвленням.

Разом з карбонатними мінералами описують глинисту домішку. Треба мати на увазі, що її перш за все важко побачити: більш рельєфні карбонатні зерна, які мають яскраві кольори інтерференції, сильно

маскують глинисті мінерали, які відрізняються нижчим заломленням і неясковими кольорами інтерференції. Тому глиниста домішка за вмісту до 20–25 % у шліфі практично не буває помітною.

Глиниста речовина ліпше виявляється у тонких ділянках шліфа, особливо по його краях, де менше мозаїки карбонатних зерен. Між цими ізометричними зернами стають видимими як у прохідному світлі, так і в схрещених ніколях видовжені глинисті луски. Непрямі ознаки глинистої домішки – мутний сірий колір породи і мікрозернистість. Однак ці ознаки можуть призвести до помилки – так само виглядають і деякі чисті мікрозернисті вапняки (наприклад, крейда). Найбільш надійна непряма ознака – мікрочаруватість, зумовлена неоднаковим вмістом глинистої речовини.

Піщано-алевритовий матеріал ліпше описувати окремо. Його діагностика, зазвичай, неважка. Необхідно тільки мати на увазі, що через часту кородованість карбонатною речовиною уламкові зерна, особливо кварц, можна прийняти за аутигенні.

Аутигенні мінерали, найчастіше з яких трапляються кварц, халцедон, глауконіт, фосфати, пірит, гіпс, барит, менше – польові шпати, цеоліти, зазвичай, легко впізнати. Крім звичайних ознак, важливо в'яснити їхнє співвідношення з основними мінералами, форму (виповнення пустот, заміщення тощо) та послідовність виділення.

Імерсійний метод є надійним способом діагностики карбонатних мінералів і визначення їхнього хімічного складу. Карбонати групи кальциту всі одновісні, від'ємні з дуже високими двозаломленням (0,175–0,245) і показником заломлення (табл. 12.13). Завдяки наявності ізоморфних рядів показники заломлення й інші властивості поступово змінюються і частково перекриваються. Карбонати групи арагоніту двовісні, від'ємні.

Т а б л и ц я 12.13

Показники заломлення карбонатних мінералів

Двовісні від'ємні	Одновісні від'ємні
$n_g > 1,700$ (церусит)	$n_o < 1,665$ (кальцит)
$1,680 < n_g < 1,700$ (арагоніт)	$1,665 < n_o < 1,686$ (Mg-доломіт)
	$1,686 < n_o < 1,700$ (параанкерит)
	$n_o = 1,700$ (магнезит)
	$1,700 < n_o < 1,725$ (брейнерит)
	$1,725 < n_o < 1,740$ (анкерит)
	$1,740 < n_o < 1,780$ (Fe-доломіт)
	$n_o > 1,780$ (пістомезит, сидерит, родохрозит)

Карбонати групи кальциту мають досконалу спайність по ромбоєдру, тому в імерсійних препаратах їх кладуть на площину спайності по ромбоєдру і дають косі перерізи. У них визначають n_e (табл. 12.14).

Особливо треба виділити існування високомагнезійних кальцитів, де в ґратці кальциту частина CaCO_3 заміщена MgCO_3 (від 5–10 до 20–30 %). Показники заломлення високомагнезійних кальцитів – 1,660–1,679. Високомагнезійні кальцити трапляються, головню, у сучасних і молодих кайнозойських породах (рис. 12.6).

Таблиця 12.14

Показники заломлення зерен на площині спайності по ромбоєдру (1010)

n'_e	Мінерали	n'_e	Мінерали
1,566	Кальцит	1,655	Феродоломіт
1,587–1,591	Магнезіодоломіт	1,673	Пістомезит
1,602	Магнезит	1,702	Родохрозит
1,607–1,613	Брейнерит	1,742	Сидерит
1,625–1,633	Анкерит		

В імерсії, зазвичай, розглядають порошок карбонатної породи, готуючи імерсійний препарат з рідинами, показники заломлення яких дають змогу відрізнити одні мінерали від інших. Наприклад, у рідині

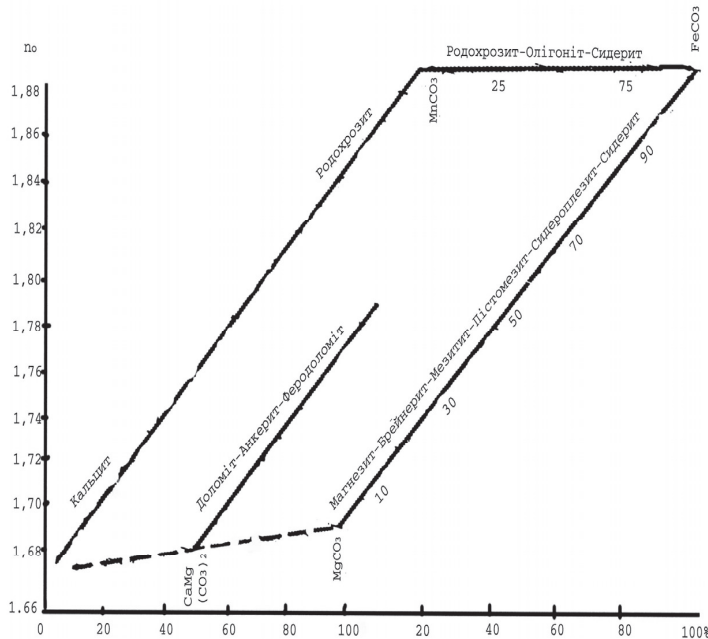


Рис. 12.6. Залежність n_0 тригональних карбонатів від їхнього складу, за В. Трегером, 1958

з $n = 1,675$ можна відрізнити кальцит від доломіту (якщо у взірці немає високомагнезійного кальциту, показники заломлення якого є в інтервалі 1,660–1,679), у рідині з $n = 1,780$ за наявності в мінералі показника заломлення $> 1,780$ виявляють залізисті карбонати ряду сидерит–магнезит тощо.

Реакції забарвлення мають важливе значення для точної діагностики карбонатних мінералів. Вони ґрунтуються на неоднаковому складі катіонів і різній хімічній активності карбонатних мінералів (різній розчинності карбонатів – кальциту, анкериту, доломіту та ін.), різній адсорбції ними барвників. Дія реактивів приводить до утворення тонкої забарвленої плівки на поверхні мінералів. Діючи на карбонати різними реактивами, одержують або відразу кольорову плівку, або безколірну сполуку, яка під дією інших реактивів дає кольорову реакцію.

Забарвлення карбонатів є одним з найпростіших і зручних методів діагностики карбонатних мінералів. Його можна використовувати для визначення карбонатів у кусках, порошках, шліфах і аншліфах. Найскладніше забарвлення у відкритих прозорих шліфах.

Як барвники запропоновано велику кількість неорганічних і органічних сполук. Не всі вони досить зручні й переконливі, оскільки допускають одночасне й однакоє забарвлення декількох карбонатних мінералів. Барвники, які застосовують для діагностики найбільше поширених породотвірних карбонатів, наведені в табл. 12.15.

Для карбонатних мінералів деяких ізоморфних рядів розроблено особливі методики визначення. Це стосується і безкальцієвих залізомагнезійних карбонатів ряду магнезит (MgCO_3 – 100–95, FeCO_3 – 0–5 %) – брейнерит (MgCO_3 – 95–70, FeCO_3 – 5–30 %) – мезитит (MgCO_3 – 70–50, FeCO_3 – 30–50 %) – пістомезит (MgCO_3 – 50–30, FeCO_3 – 50–70 %) – сидероплезит (MgCO_3 – 30–5, FeCO_3 – 70–95 %) – сидерит (MgCO_3 – 5–0, FeCO_3 – 95–100 %).

Метод забарвлення карбонатних мінералів набув значного поширення. Цьому сприяє швидкість одержання результату, однак слабким місцем багатьох реакцій забарвлення є ненадійність результатів для дрібнозернистих порід і мінералів розміром $< 0,01$ мм. Однак можливості методу не вичерпані. Мабуть, надалі удосконалюватимуть наявні і розроблятимуть інші тонші методи діагностики за допомогою забарвлення (табл. 12.16).

Хімічний аналіз – найважливіший метод вивчення і діагностики карбонатів. Оскільки карбонатні породи можуть складатися з вапняків (кальцитові), доломітів (доломітові) і порід змішаного складу (вапняно-доломітові), то найважливіше – визначити вміст Ca, Mg і CO_2 . Багато карбонатних порід уміщують, крім основних компонентів, різні

Діагностичне забарвлення карбонатних мінералів

Реактиви і хід визначення	Кальцит	Арагоніт	Доломіт	Анкерит	Брейнерит	Сидерит	Магнесит	Автор
	2	3	4	5	6	7	8	9
<p>I. Визначення кальциту, арагоніту і доломіту</p> <p>1. Алізариновий червоний, концентрований Алізарин меншої концентрації: 0,1 г алізарину, 0,61 мл HCl і вода до 100 мл. Термін дії – 30–35 с і промивання</p> <p>2. FeCl₃ – 10–15 % і (NH₄)₂S будь-якої концентрації. Дія FeCl₃ – 1–2 хв, промивання і дія (NH₄)₂S – декілька секунд</p> <p>3. Метилволеат + HCl</p>	Темно-червоний Рожевий	Темно-червоний Рожевий	Блідо-малиновий Не забарвлюється	Малиновий	Безбарвний, у тонких зернах зеленкуватий	Набуває злегка зеленого кувачого відтінку		G. Friedman (1959)
<p>II. Визначення арагоніту</p> <p>4. Co(NO₃)₂ – концентрований. Кип'ятіння протягом 5–6 хв</p> <p>4а. MnSO₄ × 7H₂O (100 см³ води і 11,8 г сульфату магнію). Додають Ag₂SO₄, кип'ятять, охолоджують і відфільтровують залишок. Додають одну-дві краплі слабого розчину Na(OH), занурюють шліф і витримують від 30 до 60 хв</p> <p>III. Визначення магнеситу</p> <p>5. Дифенілкарбазид. Кип'ятіння протягом 2–3 хв з промиванням. Для приготування реактиву використовують 1–2 г дифенілкарбазиду, розчиняють його в 15 мл спирту під час нагрівання, потім додають 8 мл 25% розчину NaOH або KOH</p>	Чорний Фіолетовий	Чорний Фіолетовий	Безбарвний	Безбарвний	Безбарвний, у тонких зернах зеленкуватий			J. Lemberg (1887)
	Не забарвлений або рожево-ліловий Світло-сірий	Густо-фіолетовий						Реакція Тихомирнова
	Немає	Темно-сірий через 30, чорний через 60 хв						Реакція Мейгена
		Немає			Рожевий	Сірий	Червоно-фіолетовий	F. Feigl, Leitmeeer (1934)
								F. Feigl (1928)

Закінчення табл. 12.15

1	2	3	4	5	6	7	8	9
<p>6. Магнезон. Кип'ятіння протягом 2-3 хв і промивання. Для приготування розчину 2 мг реактиву розчиняють в 1 л 50% спирту + КОН до сивього забарвлення розчину</p> <p>IV. Визначення залістистих карбонатів</p> <p>7. Залістосиньородистий калій + HCl</p> <p>а) шліф або зерно змочують 20% розчином $K_3Fe(CN)_6$, через 20-30 с зливають надлишок реактиву, підливають декілька крапель 1% HCl і через 7-8 с шліф або зерно добре промивають</p> <p>б) фотонапір просочують 2% або 20% розчином HCl. Поліровану поверхню вірця притискають до фотопаперу на 2 хв. Далі відбиток обробляють 5% розчином $K_3Fe(CN)_6$</p> <p>в) 1% розчин $K_3Fe(CN)_6$, підкислений декількома краплями HCl, утворює на поверхні зерна пилку турнбулевої сині</p> <p>8. Розчин алізарину (0,1%) в 0,1-0,15нм розчині HCl. Кип'ятіння протягом 10-15 с</p>	Немає	Немає	Синій	Темно-синій	Не забарвлений	Зеленкуватий відтінок	Синій	М. Логвиненко, Н. Заболотна (1954)
<p>У зернах 1-0,25 мм синій, у зернах < 0,01 мм блідо-голубий</p>	У зернах 1-0,25 мм синій, у зернах 0,01 мм темно-синій			За 20% HCl синій, за 2% - синій	Не забарвлений			Те саме
<p>За концентрації HCl $\geq 30\%$ багати на Fe доломіти забарвлені як анкерити і сидерити</p>				За 20% HCl синій, за 2% - синій				С. Юшко (1955)
<p>За концентрації HCl $\geq 30\%$ багати на Fe доломіти забарвлені як анкерити і сидерити</p>				За концентрації HCl 1-30% - синій, темно-синій				А. Бетехтін (1950), Г. Теодорович та ін. (1959)
				Коричнево-фіолетовий				Ф. Шварц (1929)

Т а б л и ц я 12.16

Методи фарбування карбонатних мінералів

Автор реакції та реактиви	Умови виконання реакції	Результати реакції	Примітка
1	2	3	4
І. Лемберг (1887). 10–15% водний розчин $\text{Fe}_2\text{Cl}_3 - 12\text{H}_2\text{O}(\text{NH}_4)_2$	Непокритий прозорий шліф занурюють у розчин хлорного заліза на 1,0–1,5 хв для дрібнозернистих порід і 1,5–2,0 хв для крупнозернистих порід або крапають на шліф краплю реактиву. Після промивання водою крапають краплю сірчистого амонію на декілька секунд (до 1 хв) і знову промивають водою	Після обробки хлорним залізом на кальциті утворюється плівка $\text{Fe}(\text{OH})_3$, яка чорніє від сірчистого амонію. Доломіт залишається без змін	Межі між суміжними зернами кальциту губляться. Можуть залишитися незафарбованими центральні частини крупних кальцитових зерен. За даними В. Татарського реакція надійна, якщо розміри зерен – не менше 0,02–0,01 мм
І. Лемберг (1888). Чотири частини Al_2Cl_6 розчиняють у 60 частинах води і кип'яють 25 хв з шістьма частинами щепи ампешевого дерева. Замість щепи ампешевого дерева можна брати 0,6 частини його фарбувальної основи гематоксиліну (Фербенкс, 1925). Розчин нагрівають до кипіння і після охолодження додають декілька крапель перекису водню H_2O_2	Шліф занурюють на 5 хв у реактив і, якщо забарвлення недостатнє, витримують у реактиві до 10 хв і промивають водою	Кальцит зафарбовується у фіолетовий колір, доломіт залишається незафарбованим	Треба уникати товстого шару лаку: його легко змивати водою

Продовження табл. 12.16

1	2	3	4
<p>І. Лемберг (1892). 10% розчин AgNO_3 + 20% розчин K_2CrO_4</p> <p>Роджерс (1940). 1. На 1 л води 188 г $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2$ або 255 г $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ або 322 г $\text{Cu}(\text{NO}_3)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ 2. Міцний розчин NH_3</p>	<p>Шліф занурюють у розчин азотнокислого срібла, нагрітий до 60–70 °С і витримують 25 хв. Після промивання водою діють розчином хромово-кислого калію від декількох секунд до 1 хв</p> <p>Поліровані шліф занурюють на 5–6 год у розчин азотнокислої міді полірованою поверхнею вниз. Під один з кутів аншлафа підкладають предметне скло, щоби полірована поверхня не дотикалася до дна посудини. Витягнутий із посудини аншлаф без промивання і просушування занурюють на декілька секунд у аміак. Зразок промивають і витирають</p> <p>Поліровані шліфи проправляють 2% соляною кислотою протягом 20 с</p>	<p>Плівка вуглекислого срібла, яка осідає на кальциті, зафарбовується у червоно-оранжевий колір. Доломіт залишається незафарбованим</p> <p>У розчині азотнокислої міді кальцит зеленіє, після аміаку – синіє. Доломіт залишається безбарвним, проте втрачає полірування. Кварц і силікати залишаються без змін</p>	<p>Кольорова плівка не стискається і не фарбується. Можуть зафарбовуватися і некарбонатні мінерали. Треба перевіряти забарвлення частини шліфа 10% оцтовою або 0,04% азотною кислотою. У тонкозернистих породах плівка може утворитися і на доломіті</p> <p>Тонкозернисті доломіти і подряпини на поверхні зерен доломіту зафарбовуються як кальцит. У поруватих породах невідмітні залишки азотнокислої міді зафарбовуються як кальцит. Зафарбована плівка міцна і стійка. А. Габрилян застосував цю реакцію для прозорих шліфів</p>
<p>Д. Белякін, В. Ланін, І. Островський (1940). 2% НСІ</p> <p>В. Тихомиров (1951). Фіолетове чорнило розводять 5% НСІ до його позеленіння або посиніння</p>	<p>Шліф рясно покривають таким чорнилом і залишають на 1,5–2,0 хв. Чорнило обережно видаляють покладенням на шліф фільтрувальним папером</p>	<p>Кальцит у відбитому світлі темний, а доломіт зберігає білу поліровану поверхню</p> <p>Кальцит зафарбовується у фіолетовий колір, доломіт після видалення чорнила залишається незафарбованим або слабо зеленкуватим</p>	<p>Метод добре виявляє структурні особливості кальцитово-доломітових крупнозернистих порід. На протравлених поверхнях пори у породі мають такий же вигляд, як кальцит, кварц, а силікати, – як доломіт. Реакція надійна для порівняно крупнозернистих порід. Промивши шліф водою з милом, чорнило можна повністю видалити</p>

Закінчення табл. 12.16

1	2	3	4
Г. Піотровський (1956). 100 мл води, 3 г NaOH, 0,01 г титанового жовтого або тіазолового жовтого	Кусок породи кип'ятять у розчині 10–15 хв, промивають у воді	Магнезит і доломіт зафарбовуються у цегляно-червоний колір, глиниста речовина – у лимонно-жовтий	
Г. Піотровський (1956). 100 мл води, 0,1 г NaOH і 0,01 г титанового жовтого або тіазолового жовтого	Кусок породи кип'ятять у розчині 10–15 хв, промивають у воді	Магнезит зафарбовується в цегляно-червоний колір, глиниста речовина – у лимонно-жовтий. Доломіт і кальцит не зафарбовуються	Реакції рекомендовані для тонкозернистих пелітоморфних порід. Для крупнозернистих порід метод не рекомендується, оскільки плівка лаку легко відстає в разі кип'ятіння і промивання зразка. Зафарбовані зразки треба зберігати у спирті
М. Логвиненко і Н. Заболотна (1954). 25 мг паранітробензолазоре-зорцину розчиняють у 500 г спирту і 500 г води. Додають КОН або NaOH до отримання синього кольору	Порошок або пришліфовку кип'ятять 2–3 хв у розчині, потім промивають водою до отримання безбарвних промивних вод	Доломіт, магнезит, брейнерит зафарбовуються у синій колір. Немагнезіальні карбонати не зафарбовуються. У разі реакції без кип'ятіння доломіт не зафарбовується, магнезит стає синім, а залізо-магнезіальні карбонати – сірими	Реакція на розрізнення магнезіальних карбонатних порід від немагнезіальних. Глиниста речовина адсорбує барвники, а також зафарбовується
М. Логвиненко і Н. Заболотна (1954). У 15 мл спирту розчиняють 1–2 г еозину, промивають 3 мл 25% розчину КОН	Порошок кип'ятять у розчині 2–3 хв і промивають водою	Доломіт залишається незафарбованим, магнезит стає яскраво-рожевим, брейнерит – блідо-рожевим, сидерит – сірим	Глиниста речовина адсорбує барвник. Г. Піотровський (1956) рекомендує для розпізнання доломіту після фарбування еозином проводити фарбування титановим жовтим
М. Фадєєв (1936). У 100 частинах кип'ячої води розчиняють дві–три частини дифенілкарбазиду і чотири–п'ять частин КОН або NaOH, потім фільтрують	Пришліфовану пластинку нагрівають до 60–70 °С, занурюють у киплячий розчин, де з підігріванням витримують 20–30 хв, а потім добре промивають	Магнезит зафарбовується у фіолетовий колір, доломіт залишається незафарбованим	Після фарбування пластинку наклеюють на предметне скло, і з неї тогують звичайний шліф. В. Татарський (1955) зазначає про можливість виготовлення шліфів і пластинок, забарвлених іншими способами

домішки (аутигенних і уламкових мінералів), тому також важливо знати кількість нерозчиненого в HCl залишку і його склад (у загальному випадку піщаного, глинистого або іншого). Кількісна оцінка складу карбонатних порід зводиться до такого: 1) визначення загальної карбонатності, 2) визначення хімічним методом CO_2 , CaO, MgO і нерозчиненого залишку, з'ясування якого обов'язкове для карбонатних порід.

Чистий вапняк, що складається з одного кальциту, має простий хімічний склад: CaO – 56 %, CO_2 – 44 %. Так само і теоретичний склад доломіту: CaO – 30,4 %, MgO – 21,9, CO_2 – 47,7 %.

Чисті магнезити утворені з 47,6 % MgO, *чисті сидерити* – з 62,1 % FeO (або 40,3 % Fe) і 37,9 % CO_2 , *родохрозити* – 61,7 % MnO (47,8 % Mn) і CO_2 . Різноманітніший і змінний склад мають *анкерити*, співвідношення Mg і Fe у яких змінне; якщо воно становить 1:1 (MgO – 10,07 %, FeO – 17,94 %), то CaO – 30,4 %, а CO_2 – 47,9 %, тобто як у доломіті, бо ізоморфне заміщення відбувається лише завдяки молекулі MgCO_3 . Анкерити можна відобразити як ізоморфний ряд доломіту (або магнезідоломіту) і теоретичного феродоломіту – $\text{CaFe}(\text{CO}_3)_2$, який змішується, мабуть, не в усіх пропорціях. Імовірно, що і з манганодоломітом $\text{CaMn}(\text{CO}_3)_2$ магнезідоломіт змішується не в усіх співвідношеннях. Дж. Дена та ін. (1953) суміші з переважанням магнезіальної молекули називають доломітом (чистим і, ймовірно, “залістим”), а з переважанням залізної – анкеритами.

Для визначення складу карбонатних мінералів застосовують *раціональний хімічний аналіз*, який найчастіше зводиться до обробки проби зразка соляною кислотою та аналізу солянокислої витяжки. Для того, щоб у витяжку не потрапили розчинні в кислоті силікати, застосовують слабку (5% або 2%) кислоту і кип'ятять нетривалий час. Для розчинення кальциту, арагоніту, доломіту і магнезиту достатньо нагрівати розчин до кипіння, а для вилучення анкериту, сидериту та інших залістистих і манганових карбонатів потрібне 5-хвилинне кип'ятіння. Причому розчинення треба проводити у струмені CO_2 або інертного газу (N_2) для ізоляції повітря, щоб уникнути переходу Fe^{2+} і Mn^{2+} у Fe^{3+} і Mn^{4+} . Нерозчинний залишок (н. з.) залишається на фільтрі, через який відфільтровують отриманий розчин.

У солянокислій витяжці визначають SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO, MgO, P_2O_5 і SO_3 , а FeO, MnO, CO_2 , C органічний ($\text{C}_{\text{орг}}$), S піритову і деякі інші компоненти – з окремих наважок. Вміст CO_2 , знати який важливо для контролю розрахунку карбонатів, якнайшвидше визначають об'ємним методом на апараті Кноппа–Фрезеніуса. Якщо карбонат представлений одним мінералом, який визначають за шліфом, то для визначення його вмісту достатньо знати лише кількість CO_2 у породі. Його ваговий вміст

множать на відповідний коефіцієнт (для кальциту він дорівнює 2,274, для доломіту – 2,09, сидериту – 2,63, а для інших легко знайти з молекулярного співвідношення, наприклад, $\text{CO}_2\text{--MgCO}_3$). У деяких випадках аналіз можна спростити завдяки вилученню операцій визначення компонентів, яких немає в породі. Наприклад, якщо нема сульфатів і фосфатів, то зайве визначати в усіх пробах SO_3 і P_2O_5 , а якщо нема залістих карбонатів, то можна обмежитися визначенням загального заліза (Fe_2O_3) або його взагалі не визначати.

Дані хімічного аналізу повинні бути перераховані на солі (табл. 12.17). Достатньо помножити відсотковий зміст оксиду на коефіцієнт 1,785, 1,916, 1,611 або 1,619, відповідно, для CaO , MgO , FeO і MnO . Проте якщо CaO і MnO у солянокислій витяжці практично завжди утворюються з карбонатів, то частина MgO і FeO може бути вилучена і з лептохлоритів, монтморилоніту та інших силікатів. Силікатну частину від карбонатної точно відділити неможливо. Для правильної оцінки кількості силікатної частини цих оксидів виконують два перерахунки: перший – у послідовності CaO , MnO , FeO і MgO , у другому FeO і MgO міняються місцями. Мірилом ступеня руйнування витяжкою силікатної частини породи є залишок перелічених оксидів, на які не вистачає CO_2 . Кількість CO_2 , яка йде на зв'язування оксиду, визначають як різницю вмісту солі, отриману в ході перерахунку, і вмісту оксиду (наприклад, $\text{CaCO}_3\text{--CaO} = \text{CO}_2$, %). У разі першого перерахунку нерідко залишається надлишок MgO , на який не вистачило CO_2 . Іноді CO_2 не вистачає на всю кількість MgO і навіть частково на FeO . У випадку другого перерахунку в такому положенні (нестачі CO_2) опиняється FeO . За карбонатну (або силікатну) кількість цих оксидів (або солей) беруть їхнє середнє арифметичне в обох перерахунках.

Таблиця 12.17

Схема перерахунку карбонатних оксидів на карбонатні солі

Оксиди	Значення коефіцієнтів	Карбонатні солі	Оксиди	Значення коефіцієнтів	Карбонатні солі
CO_2	2,27	CaCO_3	CaO	3,28	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
CO_2	1,91	MgCO_3	MgO	2,09	MgCO_3
CaO	1,78	CaCO_3	MgO	4,6	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$

Примітка. Перевідний коефіцієнт – це співвідношення молекулярних мас солей і відповідних оксидів: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2/\text{CaO}$.

Те саме, CaCO_3/CaO .

Те саме, $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2/\text{MgO}$.

1. За наявності в породі тільки кальциту (визначають на підставі петрографічного аналізу або реакцій забарвлення) розрахунок викону-

ють за допомогою перевідних коефіцієнтів або з використанням вмісту CO_2 чи CaO : $\text{CCO}_2 \cdot 2,27 = \text{CCaCO}_3$; $\text{CCaO} \cdot 1,78 = \text{CCaCO}_3$.

2. Якщо в породі є кальцит і магнезит, то одержаний вміст CaCO_3 прирівнюють до кальциту, а вміст MgCO_3 у відсотках можна знайти так: $\text{CMgO} \cdot 2,05 = \text{MgCO}_3$.

3. За наявності в породі кальциту і доломіту діють так. За вмістом MgCO_3 з урахуванням відповідного перевідного коефіцієнта визначають вміст доломіту, %: $\text{MgCO}_3 \cdot 2,188$, підсумовують вмісти CaCO_3 і MgCO_3 , з одержаної суми солей віднімають вміст доломіту і знаходять вміст кальциту.

Розрахунок отриманих солей на мінерали можна зробити лише приблизно; одна сіль може входити в різні мінерали, а співвідношення мінералів часто невідоме. Допомагає їхня попередня оцінка за шліфами, термограмами та іншими даними. М. Страхов і Е. Залманзон (1957) рекомендують виконувати розрахунок за усередненими складами карбонатних мінералів, які заздалегідь визначені у зразку (за HCl), у шліфі фарбуванням і термоаналізом. Помилкою, яка може виникнути у разі таких розрахунків з огляду на різницю усередненого і реального складу мінералів, можна знехтувати.

Термічний аналіз карбонатних порід ґрунтується на фіксуванні температури дисоціації карбонатної солі на безводний оксид і CO_2 . Ця температура характерна для кожного мінералу (рис. 12.7), її фіксують за ендотермічним ефектом (вигин диференціальної кривої донизу). Для кальциту – це $915\text{--}920^\circ\text{C}$, для сидериту – $450\text{--}500^\circ\text{C}$ або вище залежно від ізоморфної домішки карбонату магнію, для магнезиту – 670°C . На кривій сидериту після ендотермічної реакції дисоціації його на FeO та CO_2 розвивається екзотермічний вигин кривої (до температури $760\text{--}780^\circ\text{C}$), зумовлений окисненням заліза, що виділяється, і переходом у тривалентну форму, що супроводжується виділенням тепла (свого роду горіння).

Подвійні солі дають складнішу криву, яка відображає кожну сіль суміші. Доломіт визначають за двома ендотермічними піками, що настають один за одним: першим, який відповідає розпаду подвійної солі і дисоціації магнезіальної частини, що виділяється, – MgCO_3 , яка виявляється перегрітою за 740°C , після чого крива вирівнюється (це означає, що у кальцитовій частині реакції за таких температур не

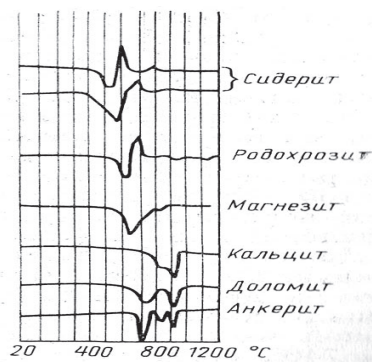


Рис. 12.7. Диференціальні термограми основних карбонатних мінералів

відбуваються); другий вигин кривої відповідає температурі дисоціації кальциту 915 або 920 °С. Термограма анкериту, який можна розглядати як потрійне з'єднання, має вже три піки: при 690 °С – розпад молекули анкериту і дисоціація карбонату заліза, 740–850 °С – дисоціація карбонату магнію, 920 °С дисоціація карбонату кальцію.

За атласом кривих нагрівання можна визначати не лише прості або подвійні солі, а й різні їхні суміші. Д. Віталь (1962) дослідив різні суміші карбонатів Са, Mg, Fe і Mn з відомими їхніми співвідношеннями і записав багато десятків кривих. За ними, як за еталонами, можна визначати хімічний склад карбонатної частини порід, якщо навіть вона не є мономінеральною.

Вивчення в електронному мікроскопі, особливо у сканувальному, суттєво доповнює інші методи, оскільки дає змогу побачити форму кристалітів (розміром до 0,001 мм і навіть до 0,0001 мм), наприклад, волокнисту або колоїдну в стінках форамініфер, і розрізнити коколіти – головний компонент писальної крейди й інших порід.

Рентгеноструктурний аналіз за параметрами кристалічних ґраток дає змогу найточніше діагностувати карбонатні мінерали, у тім числі й арагоніт (табл. 12.18). Розмір зерна і домішка інших речовин на достовірність визначення не впливають. У суміші карбонатний мінерал виявляють і в малих кількостях (перші відсотки). Усе це дає підстави застосовувати рентгеноструктурний аналіз як контрольний щодо інших методів.

Т а б л и ц я 12.18

Рентгенівська характеристика карбонатів

Доломіт		Кальцит		Арагоніт	
<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>	<i>d</i> , Å	<i>I</i>
2,883	10	3,03	10	3,40	9
2,19	5	2,28	7	2,71	6
2,015	4	2,09	7	2,364	7
1,785	6	1,910	9	1,975	10
1,167	4	1,873	8	1,880	8
1,110	5	1,600	6	1,806	6

Приклади опису і визначення карбонатів

Вивчення карбонатних порід у шліфах, імерсії і застосування реакцій забарвлення дає змогу досить повно описати породу, її склад, текстуру та структуру і дати точну назву. Нижче наведено деякі такі приклади.

Взірець 1. Верхня крейда, данський ярус, р. Бодрак, Крим.

Макроскопічний опис. Вапняк криноїдний, світло-сірий, нерівнозернистий, головно органогенно-уламковий – дрібнодетритовий з

крупнішими (5 мм) члениками криноїдеїв (20 %), не шаруватий, слабо піскуватий, з пісковикоподібним та іскристим зломом, пористий, середньої міцності, бурхливо закипає з HCl.

Опис шліфа. Структура крупно-дрібнодетритова, порфіроподібна: на тлі середньо-дрібнозернистої (0,5–0,01 мм) детритової основної маси виділяються крупні (2–5 мм) членики криноїдеїв (20 %). Текстура безладна.

Склад: крім органогенного детриту (70–80 %) і хомогенного цементувального кальциту (10–15 %) у породі наявна піщано-алевритова домішка (10–15 %).

Органічні рештки складені вапнистою речовиною і представлені голкошкірими (40–59 %), моховатками (10–15 %), форамініферами (5–10 %), а також серпулами, брахіоподами, пелециподами, водоростями й іншими невизначеними, які становлять разом не більше 5 % породи.

Голкошкірі представлені головню члениками криноїдеїв; менше поширені голки їжаків. Рештки члеників криноїдеїв досить чітко поділені на два різновиди – крупні (2–5 мм) і дрібні (0,05–0,4 мм). Перші – цілі круглі або дещо обламани правильно-сітчасті (комірка – приблизно 0,01–0,02 мм) монокристали з осьовим каналом у центрі (0,05–0,1 мм). Другі – обкатані або кутасті уламки монокристалічних члеників, нерідко регенеровані по краях чистим хомогенним кальцитом. У деяких члениках погано розрізнявана сітчастість. Голки їжаків мають розмір у діаметрі 0,05–0,4 мм і, крім видовженої форми, крупнішу сітчастість (0,02–0,04 мм), радіальне розташування комірок, які нерідко були сполучені між собою, на поверхні часто є численні горбики.

Моховатки представлені ізометричними або видовженими уламками (0,1–2,0 мм) коміркової форми. Комірки за розміром варіюють від 0,05 до 0,2 мм у поперечному перерізі й до 1 мм задовжки. Їхні стінки частіше тонкі (0,02–0,03 мм), менше – масивніші й складені тонким пластинчастим кальцитом, орієнтованим паралельно до стінки. Місцями стінка монокристалічна, що свідчить про перекристалізацію органогенного кальциту. Зазвичай комірки порожні; менше в них розвивається мікрозернистий кальцит і глауконіт.

Форамініфери представлені цілими дрібними черепашками (0,05–0,2 мм) або їхніми уламками; переважають спіральнотакручені форми типу кристелярій, а потім – черепашки типу текстулярій. Стінка досить масивна (0,02–0,03 мм), темно-сіра, мікрозерниста, очевидна, гранульована. Менше зберігається тонкофіброва будова стінки, камери порожні і, менше, заповнені дрібнозернистим вторинним кальцитом.

Серпули представлені дуго- або стрічкоподібними (0,05–2,0 мм) уламками радіально-променевої фібрової будови. Нерідко зберігається темніший буруватий внутрішній шар (товщиною 0,03–0,07 мм) мікрозернистої (або колоїдально-зернистої) структури і, мабуть, орга-

ногенно-вапнистого складу. Уламки брахіоподів (0,2–2,0 мм) складені з тонкопластинчастого, дещо хвилястого кальциту, розташованого паралельно до поверхні черепашки і, менше, тоншого призматичного шару, у якому призми орієнтовані перпендикулярно до пласта. До решток пелециподів, вірогідно, іноцерамів, зачислені досить рідкісні видовжені (0,2 мм) правильні призми кальциту, а до водоростей – темносірі рівномірно мікрозернисті уламки, у яких помітна деяка паралельна та звивиста шаруватість.

Вторинний, хомогенний, кальцит є двох різновидів: дрібнозернистий, який заповнює внутрішні порожнини скелетних решток, і крупнокристалічний, іноді регенераційний, який заповнює проміжки між скелетними рештками та піщано-алевритовими зернами.

Порода сильно пориста (15–20 %). Пори ізометричні або видовжені звивисті, розміром від 0,01 до 0,03 мм, пов'язані як з камерами і комірками органічних решток, так і з проміжками між ними.

Піщано-алевритова домішка складена з кутастих і, менше, напівобкатаних зерен кварцу (приблизно 10 %) розміром 0,02–0,2 мм, округлих і неправильних зерен свіжого глауконіту (5 %) яскраво-зеленого кольору розміром 0,1–0,03 мм та одиничних зерен польового шпату.

З новоутворень, крім кальциту, наявний глауконіт, який заповнює комірки моховаток та інших органічних решток. Він схожий на зерна глауконіту, які, мабуть, також є новоутвореннями.

Резюме. Вивчення у шліфі засвідчило, що вапняк є органогенно-уламковим полідетритовим (крупно-середньо-дрібнозернистим), головню моховатково-криноїдним, зі значним вмістом форамініфер, піскувато-алевритистим (10–15 %), сильно пористим, з новоутвореннями кальциту і глауконіту.

Вапняк. Середній карбон Донбасу (Білокалитвинський район).

Макроскопічний опис. Порода світло-сірого кольору, щільна масивна, з шорстким зломом. На звітній поверхні видно уламки черепашок брахіоподів і члеників морських лілій. Від HCl бурхливо закипає. На пришліфовці є ледь помітна шаруватість за орієнтуванням органічних решток і їхніх скупчень.

Мікроскопічний опис. Порода складається з уламків черепашок брахіоподів, пелециподів, члеників криноїдеїв, у невеликій кількості трапляються масивні черепашки фузулінід і теригенні домішки (кутасто-обкатані і кутасті зерна кварцу піщаної та алевролітової розмірності). Органічні рештки необкатані або мають сліди слабкої обкатаності, зафіксовані також одиничні обривки обволікальних водоростей. Розмір уламків – від 0,1 до 3,0 мм, переважають уламки розміром від 0,5 до 0,8 мм. Уламки зцементовані мікрозернистим і пелітоморфним кальцитом (мікрит, розмір частинок < 0,005 мм). Органічні рештки становлять 60 % площі шліфа, теригенні домішки – 1–2, цементувальна речовина – 38–

40 %. Більшу частину шліфа перетинають численні тонкі (0,03–0,01 мм) жилки вторинного кальциту. Показники заломлення кальциту, цементу і члеників криноїдеїв – 1,658–1,660, забарвлення фіолетовим чорнилом і алізарином засвідчило, що доломіту і Mg-кальциту нема.

Резюме. Вапняк крупнозернистий органогенно-уламковий (біоморфно-детритовий), полідетритовий (з переважанням брахіоподів і криноїдеїв).

Доломіт. Верхній карбон. Підмосков'я.

Макроскопічний опис. Порода щільна, світло-сіра, текстура масивна, у зломі цукроподібна, від HCl не закипає.

Мікроскопічний опис. Структура кристалічно-зерниста, дрібнозерниста. Порода складається з зерен доломіту ромбодричного габітусу, розміром 0,1–0,18 мм. Ромбодри не зовсім правильні, щільно прилягають один до одного. Центральна частина зерен мутна, зовнішня – чиста, світла. Показники заломлення доломіту більші, ніж канадського бальзаму, двозаломлення велике – райдужні тони інтерференції високих порядків.

Аналіз порошку породи в імерсії засвідчив наявність зернистого доломіту з $N_0 = 1,680–1,682$ і лише дуже малу домішку пелітоморфного доломіту з розміром частинок $< 0,005$ мм.

Фіолетове чорнило з HCl шліф і пришліфовку не забарвлює. Кип'ятіння порошку породи в паранітробензолазорезорцинні забарвлює зерна доломіту в синій колір.

Резюме. Доломіт кристалічнозернистий дрібнозернистий.

Крейда біла. Верхня крейда (м. Белгород).

Макроскопічний опис. Порода білого кольору, прихованокристалічна, однорідна зі шкаралупчастим зломом, забруднює пальці, від HCl бурхливо закипає. На поверхні, зачищеній ножем і зволоженої водою, простежується їхнітова текстура (текстура ходів мулоїдів).

Мікроскопічний опис. Порода пелітоморфної однорідної структури, складена із зерен ($< 0,005$ мм) пелітоморфного кальциту (мікриту), у шліфі зерна мають неправильну лапчасту форму і лягають один на одного в декілька шарів. За одного ніколя забарвлення сірувато-жовтувате, у схрещених ніколях виявляються блідо-райдужні тони інтерференції на ділянках найтоншої частини шліфа, у середині шліфа забарвлення слабко жовтувате ($n > 1,540$). В однорідній масі місцями трапляються одиничні дрібні черепашки форамініфер, стінки яких складені пелітоморфним кальцитом, іноді уламки черепашок пеліциподів (дрібні пластинки кальциту).

В імерсії за великих збільшень (об'єктив $\times 40$, $\times 60$, окуляр $\times 17$) видно, що основна маса породи складена з коколів (у вигляді овальних порожнистих кілець, розділених перегородками, і радіальних пластинчастих нашарувань розміром 0,005–0,006 мм, а також дрібніших

зірчастих форм) і їхніх фрагментів. У невеликій кількості трапляються кальцитовий мікрит (розмір зерен – 0,003–0,004 мм, форма зерен неправильна, $n_o = 1,659 \pm 0,002$), можливо, хемогенного генезису (?). Реакції забарвлення засвідчили, що доломіту нема.

Резюме. Крейда біла, органогенно-фітогенна (біоморфна, коколітофоридова) порода.

Вапняк оолітовий. Юра Дніпровсько-Донецької западини.

Макроскопічний опис. Карбонатна порода, яка складається з оолітів розміром від 0,5 до 1,5 мм жовтувато-білого кольору, зцементованих кальцитом. Структура оолітова однорідна, не шарувата. Від HCl бурхливо закипає.

Мікроскопічний опис. Порода складена з кальциту у вигляді оолітів і цементу та вміщує невелику кількість уламкових зерен кварцу, польового шпату й уламків порід (кремені), одиничних зерен глауконіту піщаної та алевритової розмірності. Ооліти овальної форми і концентричної будови розміром від 0,5 до 0,9 мм, одиничні ооліти мають розмір до 1,5 мм. Концентричні шари оолітів складені пелітоморфним кальцитом (мікритом), ядра оолітів часто вміщують піщинки кварцу, польового шпату або уламки черепашок пелециподів. Трапляються складні ооліти, коли два–три ооліти обгорнуті загальною оболонкою, яка складена з пелітоморфного кальциту. Ооліти становлять 65 % поверхні шліфа, уламкові домішки – майже 5–7 %. Зерна кварцу добре обкатані, польові шпати у вигляді кутасто обкатаних зерен мікрокліну ($n < 1,540$, мікроклінова ґратка) і кислого плагіоклазу з тонкими полісинтетичними двійниками ($n \leq 1,540$), кремій – халцедоновий пелітоморфної структури з дрібними сферолітами ($n \leq 1,540$), глауконіт зелений з характерним агрегатним інтерференційним забарвленням, показник заломлення високий.

Цемент контактово-поровий і поровий становить 25–28 % поверхні шліфа, складається з зернистого кальциту (розмір зерен – 0,05–0,18 мм). У частини оолітів (приблизно 20 % від загальної кількості) ядро вилужене – від'ємні ооліти. Вимірювання в імерсії показників заломлення кальциту цементу $n_o = 1,658–1,660$ і забарвлення шліфа алізарином засвідчило, що доломіту нема.

Структура оолітова з контактово-поровою цементацією.

Резюме. Вапняк оолітовий (хемогенний) з контактово-поровим кальцитовим цементом.

12.3. Умови утворення карбонатних порід і їхнє теоретичне та практичне значення

За різноманітності умов та обставин карбонатонагромадження тяжіння цих порід до *теплих тропічних та екваторіальних зон* Землі, на які припадає їхній різкий максимум, є чітким і певним (Д. Уїлсон, 1980). Зрозумілими є і головні причини, які керують таким розподілом карбонатування: підвищені температури вод, які сприяють хімічному осадженню та розвитку організмів з вапняним скелетом або таких, що осаджують вапно хімічно, ніби автоматично внаслідок росту (водорості). Якщо два основні первинні способи – хімічний і біологічний – тяжіють до теплих поясів Землі, то і вторинні карбонати – механічні або метасоматичні, а також, мабуть, і вулканогенно-осадкові – також неминуче будуть приурочені до них.

Це, однак, не означає, що в приполярних холодних морях зовсім не утворюються карбонатні породи. Сьогодні тут утворюється досить багато черепашкового матеріалу, формуються водоростеві корки, навіть на великих глибинах розвиваються поодинокі корали. Проте загалом карбонатонагромадження тут пригнічене, а хімічне осадження заборонене, за винятком діагенетичного, конкреційного карбонату. Ознакою осадонагромадження в холодних зонах Землі, отже, є їхня мала карбонатність або безкарбонатність.

Окрім широтної (температурної) зональності, карбонатонагромадження контролюване іншою кліматичною зональністю, яка визначена ступенем аридності, а також батиметричною і конкретною фаціальною, або фізико-географічною. В *аридних* зонах Землі завдяки сильному випаровуванню та загальному від'ємному балансу вологи досі зберігаються можливості хімічного осадження не тільки вапна, а й доломіту, а також магnezиту, й, іноді, соди. Це відбувається як за підвищеної, так і за нормальної і навіть зниженої (оз. Балхаш, Каспійське море та ін.) солоності, однак на обмежених просторах: у затоках, лагунах, на мілководді (шельф, поверхні банок, наприклад, Багамська).

Батиметрична зональність виявляється в тому, що нижче певної глибини (у середньому 4 500 м), яку називають *критичною*, або *компенсаційною* для карбонатів, завдяки високому тиску (до 450 атм) і низькій температурі (до 0 і -1, -2 °C) у морській воді розчинено так багато CO₂, що всі карбонати розчиняються й осадки стають безкарбонатними. Це повністю не унеможливує наявність карбонатних осадів на великих глибинах (до 5 500 м і глибше), однак їхнє збереження в розрізах можливе лише в разі масового лавинного надходження, на-

приклад, турбідитного, і такого ж швидкого перекриття іншими осадами, які ізолюють карбонати від агресивної океанічної води. Критична компенсаційна глибина може значно зменшуватись – до 3 000 м і вище – у місцях підйому холодних глибинних вод, у випадку їхнього сильного підкислення, наприклад, у вулканічних поясах, і в разі швидкого генерування CO_2 . Наприклад, у геосинкліналях, особливо магматичних, критична компенсаційна глибина розташована досить високо.

Конкретна фізико-географічна, або фаціальна, зональність позначається не стільки на карбонатонагромадженні, скільки на утворенні карбонатних порід, тому що нагромадження карбонатного матеріалу, навіть досить інтенсивне, ще не означає утворення карбонатних порід. Парадокс седиментогенезу полягає в тому, що породоутворення нерідко відбувається не там, де нагромаджуються з великою швидкістю й інтенсивністю відповідні мінерали, а там, де швидкість та інтенсивність найменші або малі. Його вперше виявив та пояснив М. Страхов за допомогою розробленого ним *методу абсолютних мас*. Учений, оцінюючи інтенсивність нагромадження якогось компонента, користувався не тільки відсотковим, тобто відносним, вираженням його вмісту в осаді, а й абсолютними значеннями, тобто величиною в грамах на квадратний сантиметр за одиницю часу, за одну тисячу років. Абсолютні маси карбонатонагромадження максимальні біля берегів і зменшуються в бік центральних частин водоймищ. Однак біля берегів ще інтенсивніше нагромаджується теригенний матеріал, що їх розводить і пригнічує карбонатне породоутворення: карбонатні компоненти набувають становища домішки або цементу в уламкових чи глинистих осадах. Навпаки, подалі від берега інтенсивність нагромадження теригенного матеріалу знижується різкіше, ніж карбонатного, і карбонатний переважає, тобто створює свої породи, щораз чистіші з просуванням по фаціальному профілю перпендикулярно до берегової лінії.

На цьому профілі виявляються деталі батиметричної зональності, а також геоморфологічна, гідродинамічна та інші зональності. Виділяють перш за все *фотичну зону* – зону фотосинтезу водоростей (0–25 м або дещо глибше), у якій найінтенсивніше вилучення карбонату з морської води і його осадження – як біологічне у вигляді скелетів та черепашок, так і хімічне водоростеве. Корали завдяки винятково тісному співіснуванню з зеленими водоростями – зооксантел, – як рифобудівники також функціонують практично тільки у фотичній зоні. Ця зона водночас і найбільше прогріта, тобто максимально сприятлива і для хемогенних карбонатів, а її висока динамічність визначає максимуми уламкового, тобто механогенного, а також метасоматичного сингенетичного (елювіального) утворення карбонатних порід.

Фотична зона виявляється і в утворенні *прісноводних, озерних* строматолітів, сформованих синьо-зеленими водоростями, а також у нагромадженні решток зелених, харових водоростей, які утворюють “озерні мергелі”. Харові водорості відомі з нижнього карбону, їхніми пращурами, мабуть, були девонські “трохіліски” (маленькі кульки) – спорангії. На берегах озер і подібних до них континентальних водойм з підземних джерел утворюються травертини та вапнякові туфи, які нагромаджуються і поза зв’язками з озерами.

Карбонатагромадження послаблюється як на суші, так і у водоймі в напрямі від прибережної фотичної зони. На *суші* воно приурочене до печер і аридних зон, де формуються вапняні панцири – калькрети, каліче, а в алювіальному ґрунтовому горизонті – конкреційні вапняні журавчикові породи. На *шельфі* будь-яке підняття або тільки затвердіння дна стає ареною розвитку повзучих та прикріплювальних організмів з вапняним скелетом або просто з вапняною функцією і швидкого росту вверх їхніх побудов – банок та біогермів. Це змінює локальні умови загальної седиментації, у тім числі й карбонатагромадження, сприяючи ізоляції від відкритого моря лагун, створенню, з одного боку, тиховодних, застійних, а з іншого (зовнішнього) – максимально динамічних і високоенергетичних обстановок. Одночасно тут максимально виявляється руйнівна робота хвиль, з гравітаційних обвальних, осипних та інших колювальних, а також турбідитових первинно нахиленошаруватих відкладів вапнякового складу формуються *передрифові фації* (В. Фролов, 1984).

Умови нагромадження вапняків *на шельфі без біопобудов* також різноманітні. У зоні хвилювання і течій нагромаджуються вапнякові піски різної обкатаності, відмитості й сортування, з хвилястою і косою шаруватістю, а в западинах – тиховодні пелітоморфні механогенні, планктоногенні або хемогенні вапнисті мули, на ділянках розмиву і перерв осадонагромадження – панцири й інші види підводного елювію. За нормального газового режиму з початку фанерозою або дещо раніше мули і піски зазнають біотурбидування і масштаби біотурбацій зростають у часі. Перегин шельфу позначається прикріплювальними вапняними губками, криноідеями та іншими організмами, а також огрубінням вапнистих пісків на карбонатних шельфах. Те саме відбувається на підняттях дна і поверхнях банок та підводних підняттях на континентальному схилі й океанічному дні.

Особлива зональність пов’язана з великими *океанічними течіями й апвелінгами*. На шляху течій, таких як Гольфстрім, з огляду на велику біопродуктивність фіто- і зоопланктону формуються значні потужності планктоногенних нанопланктонних і форамініферових мулів. Навпаки,

у зонах халістазу, тобто замкнених кругообігів води, розташованих приблизно на продовженні аридних зон – в океанічних пустелях, швидкість осадонагромадження внаслідок низької біопродуктивності дуже мала. Тут вапнисті мули зазнають сильного елювіювання. *Апвелінги* – підйоми глибинних вод – оази в океані. Вони відрізняються розквітом життя, яке одержує CO_2 , нітрати, фосфор та інші поживні компоненти в достатній кількості. Для них характерні, з одного боку, підвищення критичної компенсаційної глибини, а з іншого, – масове хімічне осадження CaCO_3 у верхній частині континентального схилу і в нижній частині шельфу. Разом з ним осаджуються фосфат і планктоногенний черепашковий кальцит, а також органічна речовина, яка створює в мулі певну хімічну нестійкість карбонатів і фосфатів. Вони посилено перерозподіляються і стягуються у конкреції, ооліти, жовна. Нині апвелінги найповніше виявляються біля південно-західних берегів материків Південної півкулі, а також нерідко і біля східних берегів багатьох материків, на схилах острівних пасом та підводних хребтів.

На будь-яких глибинах донні течії, перемиваючи осади, конденсують черепашки, ооліти, конкреції й утворюють карбонатний перлювій, наприклад, вузлуваті, нодулярні вапняки, або “фацію амонітіко росо”.

Тектонічний контроль карбонатагромадження, як і будь-якого іншого осадонагромадження, непрямий і відбувається через рельєф. Уступи піднятого блока – сприятлива обстановка для розвитку організмів, що прикріплюються, та росту біогермів. Як бар’єрні, так і атолові рифи виникають і ростуть за низхідних тектонічних рухів дна, або в разі екстатичного підняття рівня океану. Вони зрідка відстають від цих рухів, нарощуючись до 1–2 см за рік, поверхня ж їхня залишається в зоні фотосинтезу. Лише побудова формації берегових рифів (о. Нова Гвінея та інші острови Тихого океану) відбувається за висхідних тектонічних рухів, наприклад, під час безперервного, тривалого (з початку плейстоцену) і досить рівномірного підняття антиклінорію півострова Хьюон (о. Нова Гвінея).

Ріст антикліналей, який навіть помітно не виражений у рельєфі дна моря, виявляється черепашниковими банками та іншими типами карбонатних утворень, у тім числі й підводно-елювіальних (перлювій, панцири, розвали). За такими карбонатними фаціями можна шукати пастки для нафти, газу і води.

У період “цвітіння” планктонних водоростей у верхній плівці морської та океанічної води внаслідок майже повного “знищення” CO_2 формується багаторазове пересичення монокарбонатом, який у масовій кількості випадає у тверду фазу. Однак до глибокого дна цей мікритовий хемогенний кальцит не доходить, він розчиняється в різко ненасичених

холодних глибинних водах. Тільки одним способом він може досягнути дна – у вигляді копролітів, тобто досить великих агрегатів, утворених у кишківнику біофільтраторів. За сучасними оцінками, практично весь верхній шар води океану біофільтрується досить швидко – за перші сотні років (О. Лісіцин, 1978 та ін.).

Теоретичне і практичне значення карбонатів. Карбонатні породи дуже цікаві з наукового погляду. За ними відновлюють лужний характер середовища, високі або підвищені температури, низькі палеошироти, глибину, динаміку, газовий режим і біос, що населяв моря. Водоростеві вапняки або їхня наявність у неперевідкладеному стані свідчать про глибини до 10–20 м. Приблизно такі ж глибини відновлюють за колоніальними коралами, строматопороїдеями, більшістю устриць, нумулітів і деяких інших організмів. На великих глибинах є криноїдеї, губки, моховатки, багато двостулков, брахіоподи. Відсутність бентосу свідчить про ненормальний газовий режим біля дна, часто пов'язаний з сірководневим зараженням. Товщина черепашок, їхня груба ребристість, великі розміри, масивність скелета організмів, що прикріплюються, лінзоподібна форма нумулітів – ознаки мілководдя і рухомих вод, тобто зони хвилювання. Навпаки, тонкостінність черепашок, їхні малі розміри, крихкість скелета бентосу, що прикріплюється, мулистий заповнювач – ознаки спокійних вод, найчастіше глибин нижче базису дії хвиль. Окремі види біосу дають змогу конкретніше відновлювати палеогеографічні параметри, солоність води, їхню температуру тощо.

За ізотопами кисню в неперекристалізованих черепашках безхребетних відновлюють палеотемператури вод басейну (Р. Тейс, Д. Найдін, 1973), а за вмістом стронцію та іншими геохімічними показниками – тип вод, їхній хімізм та ін. (Я. Юдович зі співавт., 1980 та ін.).

Діагенетичні карбонатні мінерали дають змогу відновити хімізм осаду в постседиментаційну стадію, окисно-відновний геохімічний бар'єр.

Карбонатні породи чітко еволюціонували в історії Землі. Тому за ними відновлюють склади давніх атмосфер та гідросфер і розвиток життя на планеті. Те, що карбонатних порід нема в глибокому археї, свідчить про агресивність вод гідросфери, рН якої був нижче 7. Вуглекисла атмосфера також спочатку не сприяла осадженню карбонатів. Коли ж води почали насичуватись карбонатами і лужний резерв (лужноземельні катіони Са та Mg, пов'язані з аніонами слабих – переважно вугільної – кислот) став достатньо великим, відбулось первинне осадження карбонатів, мабуть, доломітів, магнезиту, а також сидериту. Можливість осадження сидериту з вод морів – ознака того, що в атмосфері нема кисню або його вміст малий. Справді, сидерит, мабуть, седиментогенний, трапляється в найдавніших залізистих квар-

цитах. Перші карбонатні породи могли не зберегтись у разі глибокого метаморфізму архейських порід.

Масове утворення карбонатів припало на протерозой. Це визначилось високим вмістом CO_2 в атмосфері та гідросфері, лужною реакцією гідросфери і ще слабким впливом на седиментогенез карбонатів біосу, загальна маса якого тоді ще не була здатна зв'язати більшу частину вуглекислоти. У ранньому протерозой переважали доломіти, осаджувались магнезити, а участь вапняків зростала поступово. До хімічного осадження щораз більше долучалось осадження водоростями, що зменшувало можливість хімічного осадження карбонатів. Одночасно водорості змінювали склад атмосфери, яка ставала кисневою, а це унеможливило седиментогенне утворення сидериту, родохрозиту й інших карбонатів двовалентних катіонів. Зменшення вмісту CO_2 в атмосфері і, відповідно, зниження лужного резерву в гідросфері також приводили до виродження хемогенної карбонатної седиментації, яка ще в палеозой відбувалась у відкритих, однак, мабуть, головню платформних морях. Поряд з аніоном HCO_3^- уже в протерозой з'явився аніон SO_4^{2-} , з яким у міру його накопичення зв'язувались катіони Ca та Mg . Мабуть, з середини протерозой почали осаджуватись евапорити.

З розвитком вапняного скелета безхребетних у фанерозой швидкість зменшення лужного резерву в морях різко зросла, і хемогенне карбонатонагромадження, особливо доломітоутворення, щораз більше відходило в прибережну лагунну зону. Нині доломітоутворення відбувається лише в евапоритових і специфічних замкнених водоймах з високим лужним резервом (типу оз. Балхаш). Ненабагато різноманітніші умови хемогенного осадження вапняків. Седиментогенез інших карбонатів неможливий. Це відповідає практично безвуглекислогозовій (вміст CO_2 в сучасній атмосфері – усього 0,03 %) кисневій сучасній атмосфері.

Практичне значення карбонатів полягає в тому, що всі вони – корисні копалини. Вапняки – добриво (вапнування кислих ґрунтів), будівельні матеріали (бут, будівельний та облицювальний камінь, матеріал для брукування доріг тощо), сировина для виробництва вапна, цементу, флюс металургії, літографський камінь у друкарській справі, крейда; їх широко застосовують у цукровій, хімічній (карбід кальцію, синтетичний каучук), текстильній, паперовій, шкіряній, парфумерній (зубний порошок) та інших промисловостях. Доломіти застосовують там же, де й вапняки, проте вони слугують також для одержання магнію, вогнетривів, у тому числі вогнетривкої одежі. Сидерити – залізну руду – використовують для приготування бурових глиняних розчинів. Магнезити – сировина для одержання магнію та вогнетривів. Родохрозити – основна руда на манган.

Контрольні питання

1. Визначення і загальна характеристика карбонатних порід.
2. Основні принципи класифікації карбонатних порід.
3. Класифікації карбонатних порід.
4. Характеристика поширених класифікацій (за складом, структурами, генетичними ознаками).
5. Головні карбонатні породи (вапняки, доломіти, сидерити, анкерити, родохрозити), їхня характеристика.
6. Роль фауністичних елементів у карбонатних породах.
7. Загальна характеристика вапняків, умови їхнього осадонагромадження.
8. Загальна характеристика доломітів, умови їхнього походження.
9. Морфологія і генезис геологічних утворень, складених вапняками і доломітами.
10. Методи дослідження карбонатних порід.
11. Головні мінерали карбонатних порід і їхні оптичні властивості.
12. Органічні рештки породотвірних організмів та їхня роль у карбонатонагромадженні.
13. Теоретичне і практичне значення карбонатних порід.

13. Кременисті породи

13.1. Визначення і класифікація кременистих порід

До кременистих порід належать діатоміти, радіолярити, трепели, опоки, яшми, фтаніти, кременисті сланці, кремені (кременеві конкреції), кременисті туфи. Ці породи складені повністю або більш ніж на 50 % з хемогенного кремнезему і скелетів кременевих організмів. Г. Теодорович (1935) для всіх кременевих порід запропонував назву *силіцити*.

Кременисті породи дуже *різноманітні за виглядом, кольором, щільністю і міцністю*. Наприклад, яшми, лідити, фтаніти, кременеві конкреції дуже щільні й міцні, забарвлені в різні кольори: яшми бувають червоні, коричневі, бурі, зелені, сірі, чорні та інші, лідити і фтаніти – чорні, кременеві конкреції – від світло- до темно-сірих. Щільність їх значна, наближена до щільності кварцу і вища, пористість дуже мала.

Діатоміти, радіолярити, спонголіти, гейзерити – світлі, сірувато-жовтуваті, білувато-сіруваті й білі. Щільність їх невисока (густина – від 0,5 до 1,0 г/см³), пористість велика. Взірці цих порід дуже легкі, на що дослідник звертає увагу ще в полі.

Трепели й опоки також світлі, часто білі, сірувато-білі або жовтувато-білі й легкі. За зовнішнім виглядом нагадують каолінітові глини і білу крейду, мергель. Щільність трепелів і опок невисока (густина – від 0,7 до 1,8 г/см³), пористість велика. Підвищена щільність трепелів і опок, мабуть, пов'язана з наявністю теригенних домішок (кварц, польові шпати, слюди тощо).

Для того, щоб відрізнити каолін від крейди і мергелю, застосовують *випробування з HCl*: крейда і мергель закипають, каолін не закипає. Крейда, мергель і каолін відрізняються від опок і трепелів тим, що вони важчі, а опоки і трепели легші, ніжні на дотик і прилипають до язика (це характерно для багатьох порід, які вміщують аморфний кремнезем).

Трепели й опоки часто не вміщують карбонатів і, отже, не закипають від HCl. Однак трепели й опоки, які залягають серед карбонатних порід, наприклад, у товщі мергелів і білої крейди, можуть уміщувати невелику або значну кількість карбонатів; перехідні типи порід між крейдою і мергелем, з одного боку, і трепелами та опоками, з іншого, закипають з HCl, отже, цей тест не є визначальним.

У трепелах і опоках часто простежується значна домішка глауконіту, фосфоритові стяжіння і конкреції. Крім перелічених, є низка порід перехідного типу від кременистих до карбонатно-кременистих і уламкових порід, які вміщують значну домішку аморфного кремнезему у вигляді мінерального (хемогенного) компонента і кременевих органічних решток. Ця серія порід одержала назву *опокоподібних*: опокоподібні пісковики, алевроліти, опокоподібні глини, суглинки й деякі інші. Опокоподібні породи, зазвичай, трапляються разом з опоками, трепелами й діатомітами.

Точне визначення таких порід у польових умовах утруднене і потребує обов'язкового вивчення в лабораторії (опис шліфів і порошоків або фракцій гранулометричного аналізу в імерсії). Опокоподібні породи вміщують велику кількість теригенного матеріалу – піщаного, алевритового і глинистого (> 50 %).

Для визначення кременистих порід у польових умовах можна користуватись табл. 13.1.

У ході інженерно-геологічних розвідувань визначають *природну вологість* і *межі Аттерберга* (вологість плинного стану і верхньої межі пластичності) порід для з'ясування їхньої консистенції (рідкий, пластичний і твердий стан). Це дуже важливо у випадку визначення властивостей порід як основи споруд.

В опокоподібних глинах і суглинках природна вологість може виявитись підвищеною і дає неправильне уявлення про консистенцію, оскільки висушування при 105 °C приводить до втрати деякої кількості води опалу ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, де води може бути від 3 до 30 %).

Кременисті породи можуть бути сильно змінені – *метаморфізовані*. Це кременисті породи зони метагенезу, а саме: деякі яшми, лідити, фтаніти, кременисті сланці. У таких породах, описуючи шліфи, ми натрапляємо на вторинний кварц, серицит, хлорит, епідот, цоїзит і деякі інші мінерали-індикатори стадії метагенезу.

У ході вивчення кременистих порід у шліфах і в імерсії треба звертати увагу на з'ясування характеру *органічних решток*, їхню кількість і визначення мінерального складу основної маси породи.

Т а б л и ц я 13.1

Візуальне визначення кременистих порід у польових умовах*

Пухкі	Закипають	Діатомово-форамініферові мули Радіолярієво-форамініферові мули	У воді розмокають і розпускаються
	Не закипають	Діатомові мули Радіолярієві мули Кременисто-губкові мули	Те саме
Зцементовані	Закипають, легкі	Карбонатні опоки Карбонатні трепели Опокоподібні породи (теригенні трепели)	У воді не розмокають і не розпадаються
	Закипають, важкі	Кременисті мергелі Скременіла крейда	
	Не закипають, легкі	Діатоміти** Радіолярити Спонголіти	Те саме
	Не закипають, важкі	Некарбонатні трепели, яшми, Кременеві конкреції	Те саме
Метаморфізовані	Не закипають	Деякі яшми Фтаніти Кременисті сланці	Те саме Плитчасті Сланцюваті

*Компоненти порід зазвичай не визначають навіть через лупу. Реакцію на закипання проводять з соляною кислотою.

**Суттєво опалові породи сильно прилипають до язика.

Унаслідок діагенезу і подальших змін породи органічні рештки часто погано зберігаються і їхні контури зливаються, ніби розчиняються в основній масі (опалові черепашки та панцири й основна маса, складена з опалу). Інколи поряд з вивченням шліфа доцільне дослідження порошоків породи (або фракцій гранулометричного аналізу) в імерсійних препаратах.

Класифікації кременистих порід приділяло значну увагу багато дослідників, серед яких Г. Теодорович, Г. Бушинський, М. Швецов, О. Некрасов, А. Петровський, В. Фролов та ін. Класифікація силіцитів ґрунтується на генезисі та мінеральному складі. *За генезисом* виділяють біогенні, біохемогенні та хемогенні силіцити, які далі поділяють *за мінеральним складом* (табл. 13.2).

Найдетальнішу структурно-мінералогічну класифікацію силіцитів розробив Г. Теодорович (1958). Він виділив чотири групи кременистих порід *за співвідношенням хемогенного кремнезему та решток кремневих і реліктових вапнистих організмів* (табл. 13.3).

Для визначення кременистих порід за класифікацією Г. Теодоровича необхідний детальний опис шліфів з підрахунком вмісту компонентів.

Однак за всієї детальності та стрункості ця класифікація дещо громіздка і в ній не відображені гейзерити, кременеві конкреції, кірки, натіки, а незвичні назви не прижилися, хоча класифікація запропонована 30 років тому. В деяких класифікаціях кременисті породи розділені також за формою залягання на пластові та конкреційні (Г. Бушинський, 1954; М. Швецов, 1958).

Таблиця 13.2

Класифікація силіцидів, за М. Логвиненком, 1974

Генезис	Мінеральний склад		
	опалові з домішкою кристобаліту	опалово-халцедонові та халцедонові	халцедоново-кварцові та кварцові
Біогенні	Діатоміти, радіолярити	Спонголіти, радіолярити	
Біохемогенні	Трепели, опоки	Трепели, опоки	Яшми
Хемогенні	Грейзерити	Яшми, кременеві конкреції	Кременеві конкреції
	Кременеві конкреції	Яшми	Яшми
	Корки		Лідити
	Натіки		Фтаніти
			Кременисті сланці

Таблиця 13.3

Класифікація силіцитів, за Г. Теодоровичем, 1958, з деякими скороченнями

I	Рештки кременистих організмів (> 50 %)	Діатомові	Подальше розділення в кожному типі за мінеральним складом	
		Радіолярієві		
		Спонгієві		
		Біоміктові		
II	Мінеральний SiO ₂ (> 50 %)	Кременистих організмів 10–45 %	Гіподіатомові	↓
		Кременистих організмів < 10 %	Гіпорадіолярієві	
			Гіпоспонгієві	
			Гіпобіоміктові	
		Релікти вапнистих організмів 10–45 %	Опалові	
			Халцедоно-опалові	
Кристалічні				
III	Релікти вапняних організмів (50 %)	Опало-халцедонові	↓	
		Кристалічні		
IV	Кожний з компонентів становить < 50 %	Переважають кременеві організми		
		Переважає мінеральний SiO ₂		
		Переважають релікти вапнистих організмів		
		Змішаний склад		

Значного поширення набула класифікація Г. Бушинського (1957), яку деталізовано у спеціальній праці, присвяченій текстурам та структурам кременистих порід.

Усі силіцити поділяють на дві групи: опал-кристобалітову та халцедон-кварцову (В. Фролов, 1992) Між ними є перехідні різновиди, та все таки ці групи досить чітко відокремлені. Кремениста речовина має не тільки різний мінеральний склад, а й різну структуру: 1) коломорфну в тому чи іншому вигляді, 2) кристаломорфну; 3) проміжну – коломорфно-кристаломорфну та субкристаломорфну. Цей ряд відображає процес розкристалізації кремнезему у зв'язку зі зміною його мінеральної форми. Головні чинники, які впливають на ступінь та характер розкристалізації, – це час і глибина занурення (геотермічний градієнт) (табл. 13.4).

Т а б л и ц я 13.4

Класифікація силіцидів, за В. Фроловим, 1992

Структури		Мінеральний склад		
		опал і кристобаліт	халцедон і кварц	кварц
Біоморфні	Діатомова	Діатоміти	Нема	Нема
	Радіолярієва	Радіолярити	Кремені та яшми біоморфні, радіолярієві (радіолярити)	Радіолярієві радіолярито-кварцити, спонголіто-кварцити
	Спікулова (губкова)	Спікуліти або спонголіти	Спікулові (спікуліти), коралові, форамініферові та ін.	Спікулові радіолярито-кварцити, спонголіто-кварцити
Абіоморфні	Аморфна А) "суцільна" Б) глобулярна	Трепели, опоки (гйози), інші опалоліти; гейдерити, кірки та ін.	Нема	Нема
	Криптокристалічна	Порцеланіти?	Кремені, фтаніти (лідити) і яшми абіоморфні	Нема
	Кристалічна	Нема	Нема	Абіоморфні: яшмо-кварцити, фтаніто-кварцити, кремене-кварцити

За структурними ознаками силіцити поділяють на абіоморфні (органічних решток немає або їх небагато), біоморфні та уламкові. Абіоморфні представлені трьома типами, які відрізняються один

від одного переважанням одного із зазначених вище структурних різновидів кременистої речовини. Біоморфні силіцити – це діатоміти, силікофлагеліти, радіолярити і спонголіти. Серед силіцитів є й органогенно-детритові різновиди, однак добре виявлені вони лише у спонголітах, інші ж органічні рештки настільки малі, що їхній детрит майже не розпізнати. Унаслідок цього немає потреби виділяти в класифікаційній схемі розділ органогенно-детритових порід. Уламкові силіцити охоплюють різні гранулометричні різновиди: від брекчій та конглобрекчій до крупнозернистих алевролітів. Вони складаються з уламків кременистих порід, які зцементовані кремнеземом. Очевидно, такі монолітні кременеуламкові породи треба ввести як окремий підрозділ у групу силіцитів, так само як уламкові вапняки включають у групу карбонатних порід. На підставі перелічених ознак складено класифікаційну схему (табл. 13.5). Від попередніх вона відрізняється переважно уточненням структури кременистих порід, виділенням нового підрозділу – уламкових силіцитів.

Кременисті породи нерідко вміщують домішки, тому, крім основної класифікації, необхідна додаткова, яка б відображала їхній склад і кількість. Ця класифікація повинна бути в принципі подібна до тої, яку розроблено для інших осадових порід. До силіцитів, зазвичай, зачисляють породи, що вміщують вільного кремнезему 50 % і більше. Домішку у кількості < 10 % у назві породи не відображають, домішку у великій кількості виражають відповідним прикметником – наприклад, глинистий або попеловий силіцит; якщо домішки понад 25 %, то породу можна визначити як сильно глинистий або сильно попеловий силіцит (синонім туфосиліцит); якщо домішка двокомпонентна й обидва компоненти становлять понад 10 %, то їх уводять у назву породи в порядку, протилежному до вмісту (наприклад, піщано-глинистий силіцит).

Породотвірними організмами кременистих порід є діатомеї, радіолярії і спікули кременевих губок, породотвірними мінералами – кварц, халцедон, опал, кварцин. Крім того, вони вміщують такі домішки: карбонати, оксиди і гідрооксиди заліза й мангану, хлорити, глауконіт, фосфатні мінерали, сульфіді, органічну речовину і теригенно-уламкові домішки у вигляді піщаних, алевритових і глинистих частинок, часто в значній кількості.

Основним методом вивчення кременистих порід є дослідження в шліфах (визначення органічних решток, мінерального складу і структури), у пришліфовках (текстури, включення) і в імерсії (уточнення мінерального складу і визначення органічних решток).

Т а б л и ц я 13.5

Класифікація седиментаційних кременистих порід

Мінеральний склад кремнезему	Загальна структура	Порода	Мікроструктура основної маси кремнезему
Опал-кристобалітовий	Абіоморфна	Трепел	Глобулярна агрегатно-глобулярна, згусткова
		Опока	
		Перекристалізована опока (опокоподібний силіцит, порцеланіт)	Глобулярно-кристаломорфна, агрегатно-кристаломорфна
		Гейзерит	Коломорфна, агрегатно-глобулярна
	Біоморфна	Діатоміт	Пластівцеподібна з глобулами та черв'якоподібними тілами
		Силікофлагеліт	?
		Радіоларит (радіоларієва земля)	Те саме, що в опоках та порцеланітах
		Спонголіт	?
	Уламкова	Опокова брекчія	Як і в опок
	Халцедон-кварцовий	Абіоморфна	Фтаніт
Фтаноїд та інші кремені			Агрегатно-кристаломорфна, субкристаломорфна, ділянками кристаломорфна
Яшма, новакуліт			Кристаломорфна
Біоморфна		Радіоларит (радіоларієві яшма, фтаніт, фтаноїд та ін.)	Та сама, що і в фтанідах, фтаноїдах, яшмах та інших кременях, однак більш неоднорідна
		Спонголіт (спонгієві яшма, фтаніт, фтаноїд та ін.)	
Уламкова		Кременеві брекчії, конгломерати, гравеліти, пісковики, алевроліти	Та сама, що в біоморфних силіцитах

13.2. Головні типи кременистих порід

Типи кременистих порід поділяють на дві групи. В *опал-кристобалітовій групі* розрізняють такі типи порід.

Опоки – це порівняно щільні й тверді породи (ніготь не залишає риски або ця риска виражена слабо; гострий металевий предмет дряпає породу); вони мають різні кольори: білий, сірий, майже чорний, коричневий та зелений різних відтінків. Виділяють *два різновиди*, пов’язані поступовим переходом: нормальні опоки та скременілі опоки. Перші – тонкопороваті, легкі (середня густина – 1,0–1,6 г/см³, звичайно 1,2–1,3 г/см³) з напівраковистим зломом, другі – щільніші та твердіші (середня густина – 1,4–1,8 г/см³), “дзвінки” з раковистим зломом; у їхньому складі з’являються халцедон і кварц.

Мікроструктура опок глобулярна, згусткова, проте в деяких відмінах (переважно геосинклінальних) з’являються кристаломорфні ділянки. Вивчення опок за допомогою сканувального мікроскопа засвідчило, що часто глобули складаються з тонких (30–50 нм) пластинчастих кристалів люсатиту; такі утворення отримали назву “їжачки”, або лепісфери. В. Муравйов (1983) з’ясував, що кристали утворюють лише зовнішню оболонку, ядра ж лепісфер складені з опалу. Органічних решток в опоках звичайно мало. Між типовими опоками та біоморфними опал-кристобалітовими породами є переходи. Вміст кремнезему коливається у великих межах (50–85 % та вище) через різну кількість домішок. З аутигенних мінералів характерні монтморилоніт, глауконіт, пірит та целіти.

Трепели, по суті, є різновидом опок, які мають меншу середню густину (0,7–1,2 г/см³). Мікроструктура їхня глобулярна, з добре вираженими лепісферами. Органічних решток немає або їх мало. Вміст SiO₂ коливається в широких межах та звичайно не перевищує 70–75 %. Домішки ті ж самі, що і в опоках.

Діатоміти – білі, жовтувато-сірі та темно-сірі м’які, тонкопороваті, з землистим зломом, складаються з дрібних (0,01–0,2 мм) панцирів діатомей, кількість яких у найчистіших різновидах досягає 30–70 млн в 1 см³. Середня густина – від 0,21 до 1 г/см³; на її збільшення впливають глиниста домішка та ступінь зміни стулок діатомей. Утворені породи опалом та кристобалітом. Під час електронно-мікроскопічного вивчення видно скупчення дрібних глобул усередині стулок (початок перетворення органічних решток у глобулярний кремнезем). Простір між стулками є коломорфною масою. Вміст SiO₂ досягає 80–95 %, особливо він високий у діатомітах вулканічних озер. Крім чистих діатомітів, трапляються глинисті та попелові різновиди.

Силікофлагеліти – легкі (середня густина – $0,9\text{--}1,2\text{ г/см}^3$), світло- та коричнево-сірі породи, у яких головним породоутворювальним компонентом є кременеві та джгутикові водорості (силікофлагеліти); разом з ними часто наявні діатомеї. Цей тип силіцитів визначений недавно.

Радіолярити опал-кристобалітового складу подібні на звичайні опоки, їх можна визначити як радіолярієві опоки. Легкі й м'які різновиди радіоляритів іноді називають радіолярієвими землями. Під час фосилізації черепашки радіолярій часто розчиняються, а порожнини заповнює халцедон, виникають халцедон-кристобалітові радіолярити.

Спонголіти бувають від майже білих до темно-сірих, різних відтінків. Середня густина – від $0,8\text{--}1,0$ до $1,4\text{--}1,5\text{ г/см}^3$, твердість різна. Домішки такі самі, як в опоках, причому особливо характерні вапнякові. Пухкі різновиди спонголітів пропонують називати спікулітами. Поруваті неміцні кристобалітові або халцедон-кристобалітові породи з вмістом спікул губок від 10 до 50 % іноді визначають як гези. Цей термін уведений Л. Кайє (1927), однак поширення він не набув через деяку невизначеність.

Група силіцитів халцедон-кварцового складу представлена такими типами порід.

Фтаніти (лідити) – темні, іноді майже чорні, тверді породи з блискучим або матовим раковистим зломом. Текстура однорідна тонкошарувата, що пов'язано з нерівномірним розподілом мінеральних домішок і органічних решток. Зазвичай, порода дуже тонко розкристалізована та має субкристаломорфну та агрегатно-кристаломорфну мікроструктуру з реліктами глобулярної. Докембрійські представники – шунгітові фтаніти – мають уже добре виражену кристаломорфну мікроструктуру. Суттєвою частиною фтанітів часто буває халцедон, тоді такі породи визначають як халцедоноліти. В одних шарах органічних решток нема або їх мало, в інших вони є породоутворювальними. Характерні радіолярії та спонгії (радіолярієві та спонгієві фтаніти). Іноді дуже багато решток з хітиноїдним скелетом (акритархи, хіоліти та ін.) Вміст SiO_2 різний, досягає 95 %; найпоширеніша домішка – глина, у деяких товщах – також карбонатний матеріал; спорадично наявна пірокластика. Фтаніти мають деякі особливості складу: у них збільшений вміст $\text{C}_{\text{орг}}$ (до декількох відсотків), унаслідок чого залізо перебуває у закисній формі, звичайно піритній; нерідко простежується фосфатизація та збільшені вмісти V, Mo, іноді Cu та Au. У разі тривалого звітрявання, особливо на пенеплені, фтаніти знебарвлюються та набувають фарфороподібного вигляду (патинізація).

Фтанойди – зовнішньо подібні на фтаніти, однак світліші, звичайно з синім, блакитним та зеленим відтінками. Основні структурні та текстурні особливості у них теж подібні, проте фтанойди дещо ліпше

розкристалізовані та мають агрегатно-кристаломорфну мікроструктуру з кристаломорфними ділянками. Органічні рештки – радіолярії та спонгії. Загальний хімічний склад такий же, як і у фтанітів, та в середньому вміст $C_{\text{орг}}$ й фосфору – нижчий, мангану – вищий; у деяких фтаноїдних товщах трапляються рідкісні та невеликі манганові рудопрояви. Усі ці відмінності прямо чи побічно пов'язані зі зменшенням органічної речовини, і чим її менше, тим менше подібності з фтанітами.

Є пропозиція ці халцедон-кварцові силіцити поєднати загальною назвою “яшмоподібна порода”.

Яшми – тверді породи з раковистим зломом. Вони частіше червоні різних відтінків або зелені, а також смугасті: червоні прошарки чергуються з зеленими, жовтими, бузковими; зрідка трапляються темно-коричневі та майже чорні різновиди, які утворюють лінзи та прошарки серед червоних або зелених. Текстура їхня однорідна та шарувата. Порооди – від тонко- до крипстокристалічних; переважає кристаломорфна мікроструктура. Органічні рештки представлені здебільшого радіоляріями, трохи менше – спікулами кременевих губок. Вони або рідкісно розсіяні в породі, або є породоутворювальними (радіолярієві та спонгієві яшми). Часто простежується тонке чергування біоморфних прошарків та прошарків з рідкісними органічними рештками або без них. Вміст SiO_2 коливається в широких межах, досягаючи 95–97 %. Найбільш звичною домішкою є глиниста та карбонатна речовина, причому в багатьох палеозойських формаціях яшми безкарбонатні. Деякі особливості хімічного складу різко відрізняють яшми від фтанітів. У яшмах залізо представлене окисною формою (гематит, гетит), причому його вміст іноді досягає значень, за яких породу потрібно вже кваліфікувати як залізисту. Вуглецю та фосфору у яшмах майже нема, проте вміст мангану дуже часто перевищує середні значення для осадових порід; він розподілений нерівномірно, утворюючи місцями рудні концентрації.

Новакуліти (“арканзаський камінь”) – молочно-білі породи з напівраковистим зломом. Для них характерний однорідний розмір породоутворювальних частинок (у межах 15–25 мк); мікроструктура кристаломорфна зі щільним упакуванням. Мінеральний склад кварцовий; халцедон наявний у незначній кількості. Органічні рештки представлені або радіоляріями, або спікулами губок; звичайно їх мало. Новакуліт – найбільш висококремениста порода, вміст SiO_2 в ній досягає 99 % і більше. Крім типового новакуліту, почали виділяти субновакуліт, який відрізняється менш однорідною структурою та складом; у ньому фіксують алевритову домішку та включення піриту або гематиту.

Кременеуламкові породи представлені брекчіями, конгломератами, гравелітами та пісковиками, менше значення мають алевроліти.

Спонголітові конгломерати та гравеліти відомі у платформних крейдових відкладах, а уламкові фтаніти і фтанітоїди – серед палеозойських синклінальних товщ. Такі породи складені з уламків силіцитів, без домішок або з незначною домішкою іншого матеріалу. Уламки мають різну обкатаність та сортування. Зв’язувальної маси звичайно дуже мало і вона також кремениста. Текстура різна, частіше градаційна; іноді простежуються текстури, характерні для підводних зсувів. Кременеуламкові породи – це здебільшого внутрішньоформаційні утворення, вони могли виникати або в разі обміління моря та подальшої трансгресії, або під час руйнування внутрішньобасейнових кордильєр, складених місцевими кременистими породами.

Особливий тип седиментаційних кременистих утворень – *гейзерити*, які виникають поблизу виходів термальних джерел. Вони складаються з силікагелю, який має характерну глобулярну структуру і нерідко плейчасту текстуру (чергування щільних опалоподібних “прошарків” з порошкоподібними, що складені з порівняно крупних глобул). Гелевий кремнезем досить швидко переходить у опал та кристобаліт. У викопному стані гейзерити зберігаються зрідка.

Постседиментаційні силіцити. У природі дуже поширені діа- та катагенетичні кремені, причому в багатьох випадках не можна впевнено визначити, до якої з цих двох стадій вони належать. Менше значення мають гіпергенні утворення.

Діа- та катагенічні кремені звичайно представлені конкреціями; нерідко вони належать до певних горизонтів, які іноді переходять у суцільні кременеві лінзи та пласти. Механізм утворення кременистих конкрецій у принципі такий самий, як і конкрецій загалом. Джерелом SiO_2 тут є, по-перше, седиментаційний кремнезем, розсіяний у вмісному осаді, по-друге, кремнезем, який вивільняється під час постседиментаційного мінерального утворення деяких нестійких силікатів.

Конкреції мають різний мінеральний склад: опал-кристобалітовий, кварц-халцедон-кристобалітовий, кварц-халцедоновий; трапляються і зональні конкреції з кварцовим ядром та зовнішніми зонами з кристобаліту і кальциту. У конкреціях, як і в седиментаційних силіцитах, простежується “мінеральне визрівання”, причому починається воно з центру конкреції.

Конкреції виникають в осадах і породах різного складу. Є розбіжності з приводу впливу складу породи на мінеральний склад конкрецій. Одні дослідники заперечують такий вплив, інші надають важливого значення складу вмісного матеріалу; за їхніми даними, в осадах, що збагачені глинистою речовиною, ліпше розвиваються кристобалітові конкреції, а

в суто вапнякових – кварцові. Мабуть, у загальному вигляді це питання ще не вирішене.

Структура конкреційних кременів, їхня форма та процес утворення багато в чому визначені характером породи, що їх уміщує.

Особливо часто кременеві конкреції наявні у карбонатних породах. Складені конкреції з халцедону та кварцу, трохи менше – з кристобаліту та халцедону. Кремені, які є однорідними і мають глобулярну або агрегатно-глобулярну мікроструктуру, отримали назву *флінти*. Зовні флінти щільні, часто зонально-смугасті, з характерним жирним блиском на раковистому зломі; у тонких уламках вони напівпрозорі, мають гострі ріжучі краї. У тонкозернистих вапняках трапляються конкреції флінтоподібних силіцитів. Вони менш рівномірно розкристалізовані й у них з'являються ділянки з кристаломорфною мікроструктурою. У вапняках первісно неоднорідних (детритових, оолітових та ін.) кремені нерівномірно і крупніше розкристалізовані, у них, зазвичай, добре видно обриси органічних решток, оолітів та інших породоутворювальних частинок. Іноді в кременях помітні контури ромбоєдрів доломіту (зазвичай, скременіння – процес пізніший, ніж доломітизація). Утворення конкрецій, які розглядаємо, пов'язане з метасоматичним заміщенням карбонатного матеріалу кременистим. Деякі дослідники вважають, що цей процес відбувався через нестабільну проміжну фазу силікату кальцію.

Інший тип кременів, які мають *явно діагенетичне походження* й утворюють як конкреції, так і прошарки, відомий у молодих відкладах деяких лужних озер вулканічних областей. Механізм формування кременів тут дещо інший. Води цих озер багаті на розчинений бікарбонат натрію і здатні утримувати в розчині велику кількість SiO_2 . Місцями тут виникають нагромадження содових силікатів: магадіїту та інших, які з глибиною зникають, поступаючи кременистим утворенням, причому простежується поступовий перехід цих мінеральних нагромаджень у кремень. В основі трансформації є реакція



Кременисті конкреції, що виникають, – сірі та зеленкувато-коричневі, щільні, з характерною тонкою білою кірочкою. У конкреціях багато ядер сольових кристалів (галіт, трона). Кремені складаються з тонкокристалічного халцедону та кварцу, а біла кірочка – з мінералів содових силікатів, іноді з кварцом та цеолітами. Характерно, що, незважаючи на дуже молодий вік, ці кремені, що отримали назву “Magaditурe”, не вміщують кристобалітової фази і в них не знайдено опалу. Тому можна вважати, що кремнезем тут осаджувався прямо у вигляді кварцу.

Утворення *постседиментаційних кременів* пов'язане також зі зміною вулканічних попелів. Попіл трансформується у монтморилоніт або монтморилоніт + цеоліти. Цей процес вивчений на прикладі Монтерейської туфово-кременистої формації. Тут зафіксовано всі стадії зміни вітричних туфів у бентоніти. Глинізація попелу пов'язана зі зменшенням у породі вмісту SiO_2 (від 72 до 5 %) та лугів. Кремнезем, що вивільнявся, відкладався або в туфовому пласті, або в сусідніх шарах.

Свіжі попели належать до верхньої частини розрізу та асоціюють з діатомітами, а змінені (у тім числі бентоніти) – до нижньої та чергуються з порцеланітами. Порцеланіти є більш висококременистими породами, ніж припущені діатоміти, що визначене “домішкою” SiO_2 , який вивільняється під час девітрифікації попелу, до діатоміту.

Гіпергенні кремені характерні для певних кліматичних обстановок. В областях теплового гумідного клімату в зоні поверхневого звітрювання відбувається декальцитизація кременистих вапняків та утворюються сильно поруваті висококременисті породи. В умовах тропічного клімату з сухими сезонами простежується окварцювання вапняків водами, які повільно фільтруються, унаслідок чого виникають своєрідні кременеві плити – терешти. У корах звітрювання відоме нагромадження “мучнистого кварцу” – маршаліту, який утворюється по тонкозернистих вапняках. Скременіння характерне також для жарких та сухих безстічних областей, де іноді воно поширене на великих просторах. До таких утворень належать сількрети, або поверхневі кварцити.

13.3. Методи дослідження кременистих порід

Кременисті породи вивчають і описують за такою загальною схемою:

- 1) назва породи;
- 2) забарвлення (загальний тон, інтенсивність);
- 3) ступінь (не)однорідності, тобто будова загалом і загальний склад;
- 4) основна кремениста маса – органічні рештки в органогенних породах або речовина, що хімічно випала, – її структура, текстура, склад;
- 5) домішки – аутигенні, органогенні, уламкові;
- 6) вторинні зміни, зокрема, стадійність мінералів;
- 7) інші ознаки.

Основним методом вивчення кременистих порід є дослідження в шліфах (визначення органічних решток, мінерального складу і струк-

тури) (табл. 13.6), у пришліфовках (текстури, включення) та в імерсії (уточнення мінерального складу і визначення органічних решток).

Т а б л и ц я 13.6

Мінерали групи кремнезему та їхні діагностичні ознаки

Мінерал	Склад	Показник заломлення	Двозаломлення	Видовження	Загасання
Кварц	SiO ₂	$n_g = 1,553$ $n_p = 1,544$	0,009	+	Пряме
Опал	SiO ₂ ·nH ₂ O (вміст H ₂ O до 34 %)	1,400 до 1,460– 1,480, зрідка до 1,490. При 3,5 % H ₂ O – 1,459; при 8,5 % – 1,446	Ізотропний		
Халцедон	SiO ₂	$n_g = 1,539^*$ $n_p = 1,530$	0,010	-	Пряме
Кварцин	SiO ₂	$n_g = 1,540–1,544$ $n_m = 1,535–1,537$ $n_p = 1,530–1,534$	0,007–0,010	+	Пряме
Лютецит	SiO ₂	$n_g = 1,539$ $n_p = 1,531$	0,007–0,008	-	Косе кут 20° до напрямку видовження

*За М. Логвиненком (1974), показники заломлення халцедону наближені до показників заломлення кварцу.

Забарвлення та колір кременистої породи у шліфі менш інтенсивні, ніж у взірці: чорні породи виявляються сірими, досить прозорими. Однак багато макроскопічно досить світлих яшм (зелені, жовтуваті, рожеві) практично непрозорі у шліфі, що зумовлене значною домішкою тонкозернистої епідот-цоїзитової (іноді титанистої) речовини, яка забиває кременисту. Непрозорими або малопрозорими у шліфі є і деякі сильно залізисті або манганісті яшми, які мають у взірці темно-червоне або чорне забарвлення.

Непрозорі у шліфі породи розглядають у відбитому світлі, за якого епідот-цоїзитова речовина має матовий (землистий), білуватий або сірий колір, іноді з жовтуватим-зеленкуватим відтінком, залізиста – яскравий малиново-червоний, манганіста – чорний колір.

Оскільки кременисті породи часто складені різними компонентами (хемогенною та органічною кременистою речовиною), уміщують інші органічні рештки, аутигенну та уламкову домішку, а також нерідко бувають неоднорідні або тонкошаруваті, причому в шарах чергуються різні породи, що відрізняються за кольором, структурою та складом,

то описують передусім будову у великому плані, зазначають неоднорідності (або однорідності) та виділяють групи компонентів. Далі окремо описують ці компоненти або окремі типи елементарних порід, які відособлені просторово, за шарами або у випадку уламкової (брекчії) структури у великому плані за уламками та їхнім цементом.

Хемогенна кремениста речовина має аморфні та кристалічні структури (табл. 13.7).

Т а б л и ц я 13.7

Структура кременистих порід, за В. Фроловим, 1964

Розмір зерен, мм	Структура	Коротка характеристика
> 1	Грубозерниста	Зерна видно макроскопічно Зерна видно під мікроскопом Порода діє на поляризаційне світло, однак зерен не видно за найбільших збільшень Порода не діє на поляризаційне світло
1,0–0,5	Крупнозерниста	
0,5–0,1	Середньозерниста	
0,1–0,01	Дрібнозерниста	
0,01–0,0001	Мікрозерниста	
< 0,0001	Колоїдальна	
Некристалічна маса	Аморфна: а) коломорфна, або гелеподібна (безструктурна) б) глобулярна (кулькова)	

Аморфна, некристалічна структура може бути гелеподібною (коломорфною) безструктурною та глобулярною (кулястою): у цьому випадку опал складається з дрібних кулястих грудочок – глобул до 0,05 мм. Це, мабуть, первинні виділення – згустки хімічного опалу з його колоїдних розчинів. Під час ущільнення глобули деформуються, стають полігональними, проте загалом “аморфнозерниста” структура залишається. Її ліпше видно в разі діафрагмування (або на краю шліфа), яке виявляє шагреневу, брижову поверхню опалу, зумовлену його глобулярністю – розмір “брижів”, зазвичай, однаковий.

Кристалічні структури, які відрізняються перш за все розміром зерен, характерні для халцедонових та кварцових порід. Кремені, яшми та кременисті сланці іноді мають колоїдально-зернисту структуру, коли їхня основна маса загалом діє на поляризаційне світло (слабко просвітлюється у схрещених ніколях), проте окремих кристаликів не видно і за дуже великих збільшень. Для них частіше характерна *мікрозерниста* (0,0001–0,01 мм), менше – *дрібнозерниста* (0,01–0,1 мм), а за формою зерен та їхнім взаємовідношенням – *гранобластова структура* (*мікрогранобластова* або *дрібногранобластова*). Однак під час уважного розгляду зерна виявляються не поодинокими монокристалами, а агрегатами значно дрібніших кристаликів, які через недостатню

роздільну здатність світлового мікроскопа не можна побачити окремо. За різко вираженим хвилястим, часто хрестоподібним загасанням зерен халцедону можна зробити висновок про волокнисту форму цих кристалітів і більш-менш упорядковане – субпаралельне або сферолітове (радіально-променеве) – їхнє розташування. Отже, як “зерна” сприймають пачки цих кристалітів, які за орієнтуванням відрізняються від сусідніх пачок – “зерен” (межа між ними під час обертання столика часто зникає, що теж свідчить про неповну кристалічність “зерен”). Усе ж зручно і правильно говорити про зернистість халцедонових порід, оскільки в ході подальшої кристалізації та утворення з халцедону кварцу кристали кварцу повністю відповідатимуть розміру та межах цих зерен. Треба тільки зазначити ще й справжню кристалічну структуру, про яку йшлося вище – *колоїдально-зернисту* (або *колоїдально-волокнисту*), чи напівкристалічну.

Текстура основної кременистої маси може бути безладною, нешаруватою або тонкошаруватою. В останньому випадку текстуру описують за загальною схемою.

В описі складу зазначають його *тип*, перелічують та докладно описують *кременисті мінерали*.

Кварц. У шліфі безбарвний, показники заломлення: $n_g(n_e) = 1,553$, $n_p(n_o) = 1,544$, двозаломлення – 0,009 (сірі і білі кольори інтерференції), одновісний позитивний. У кременистих породах кварц розвинутий, головно, у вигляді зернистих агрегатів, які складені з зерен неправильної форми, рідше утворюють кристали, які мають правильні або частково правильні кристалографічні обриси. Теригенно-уламковий кварц трапляється у вигляді обкатаних, кутасто-обкатаних і кутастих зерен піщаної та алевритової розмірності.

Халцедон. У шліфі безбарвний, звично утворює сферолітові радіально-променеві агрегати, показники заломлення: $n_g = 1,533$ – $1,539$, $n_p = 1,530$, двозаломлення – 0,010, одновісний, зрідка двовісний. Загасання волокон у радіально-променевих агрегатах і сферолітах пряме, видовження негативне.

Кварцин. Поряд з халцедоном у такому ж вигляді часто трапляється кварцин, який відрізняється від халцедону позитивним видовженням і звично тим, що є двовісним з $n_g = 1,540$ – $1,544$, $n_m = 1,535$ – $1,537$, $n_p = 1,530$ – $1,534$, $n_g - n_p = 0,007$ – $0,010$, видовження позитивне, загасання пряме.

Опал. У шліфах безколірний, іноді забарвлений у зеленкуваті й буруваті тони, $n = 1,400$ – $1,490$, частіше коливається в межах $1,430$ – $1,450$. За вмісту води $\leq 30\%$ $n \approx 1,400$, понад 30% $n = 1,490$. Опал панцирів діатомей з мулів Тихого океану має $n = 1,460$ – $1,475$, опал черепашок радіолярій там же – $n = 1,440$ – $1,450$.

Кристаліт. У шліфах безбарвний, одновісний негативний, $n_o = 1,487$, $n_e = 1,484$, $n_o - n_e = 0,003$. Буває двовісним, завдяки слабкому двозаломленню і показнику заломлення, наближеному (або такому ж) до показників опалу, у масі важко визначити. Не розчиняється в кислотах, за винятком фтористоводневої: визначають методом рентгеноструктурного аналізу.

Обов'язково визначають показник заломлення, що дає змогу відрізнити їх від фосфатів та інших подібних мінералів: показник заломлення опалу набагато нижчий (1,406–1,460), ніж канадського бальзаму; у халцедону майже дорівнює йому (1,531–1,539), а у кварцу – набагато вищий (1,544–1,553).

Органічні рештки, складені кременистою речовиною, описують першими: визначають їхнє загальне систематичне положення (тип, клас тощо), яке завжди треба деталізувати та конкретизувати; дають назву, описують ступінь збереженості, форму, розмір, склад (первинний та вторинний), внутрішню структуру, кількість, розташування в породі. Також описують їх в органогенних кременистих породах, які мають уже *біоморфну структуру*. Крім назви структури, корисно зазначити загальний вигляд породи (наприклад, те, що діатоміт, складений ниткоподібними скелетними рештками, має вигляд повсті, тобто сплутановолокнисту будову).

Скелети діатомових водоростей мають малий розмір (від 0,1–0,2 мм до сотих часток міліметра) і дуже різноманітну форму. Поодинокі шкаралупки-кірочки, які складаються з двох частин, бувають циліндричними, дископодібними, трикутними, чотирикутними та іншими, іноді побідні до радіолярій. Для шкаралупок характерні багата та правильна структура і також дуже правильна сітчасто-комірчаста будова. Нерідко шкаралупки, зазвичай, простіші, циліндричні, утворюють ниткоподібні колонії. Крім дуже малих розмірів, правильної ажурної будови, діатомові вирізняються надзвичайною тонкостінністю: товщина стінки зрідка становить соті частки міліметра, зазвичай, вона тонша (тисячні та десятитисячні частки міліметра) і набагато менша від перерізу камери. Цим пояснюють невелику об'ємну вагу породи. Незначна товщина стінок є причиною їхньої низької міцності та слабкої хімічної стійкості: вони легко розчиняються і значно менше розкristалізуються, роблячись халцедоновими. У цьому разі релікти біогенної структури звичайно не зберігаються. От чому ми не знаємо мезозойських та давніших діатомітів, хоч окремі діатомеї відомі – вони збереглися за особливо сприятливих умов (наприклад, у юрських фосфоритах).

Скелетні рештки кремeneвих губок представлені спікулами різної форми: одновісними, тривісними та іншими складнішими за формою тільцями (гачки, якорі та ін.). Звичайно вони масивні: товщина стінки дорівнює або більша від перерізу осьового каналу (у вапнистих спікул він волосоподібний). Однак первинна органогенна структура стінки, яка нерідко зберігається, – тонке мережкове сплетіння дужок – свідчить про те, що масивність уявна: завдяки такій структурі спікули мали невелику масу за значної міцності. Складна ажурна структура аморфної речовини – опалу – є ознакою первинності опалового складу стінки, оскільки неорганічно вона не могла утворитися. Органогенний опал спікул часто розчиняється і перетворюється в глобулярний або легко кристалізується, переходячи в халцедон. У цьому разі звичайно зникає й органогенна структура. Однак загалом спікулу впізнають за поздовжнім або поперечним перерізом завдяки тому, що канал частіше буває заповненим іншою речовиною. Нерідко від спікулу узагалі залишаються зліпки осьових каналів, якщо стінки розчинені повністю.

Радіолярії мають опаловий скелет, сферичну, ковпачко-, вежоподібну та іншу форми, сітчасту будову, досягають розміру 1–2 мм. Крім більшого загалом розміру від скелета діатомей, вони відрізняються меншою правильністю і більшою грубістю сітки, порівняно масивнішим скелетом, наявністю шипів та голок. Дрібні радіолярії поганої збереженості можна сплутати з діатомеями, а великі, особливо кальцитизовані, – з форамініферами.

В органогенних породах проміжки між скелетними рештками, а також їхні внутрішні порожнини нерідко заповнені хомогенною кременистою речовиною (виняток – діатоміти), яку описують після основної структурної частини, – органогенних решток.

Рештки інших груп організмів (форамініфер, голкошкірих та ін.) у кременистих породах часто заміщені опалом, халцедоном або кварцом. Діагностують їх за формою та розміром; часто не видно особливостей будови.

На закінчення описують домішки, про які не зазначали раніше, зокрема, прошарки некременистих порід (глин, алевритів, пісків, туфів тощо), і відособлені поодинокі включення – конкреції, уламкові зерна та інші – за звичайною схемою; називають порядок виділення мінералів, фіксують інші ознаки і дають розширену назву породи.

Серед інших методів дослідження виділяють хімічний (валовий силікатний аналіз і визначення окремих компонентів), *спектральний* (визначення вмісту малих і рідкісних елементів), а також *рентгено-структурний* (головно для визначення вмісту кристобаліту в опалових і опалово-халцедонових породах) *аналізи*.

Необхідність зазначених аналізів пов'язана з тим, що в процесі діагенезу і подальших змін кременистих порід опал переходить у кристобаліт – халцедон – вторинний кварц.

Хімічний і спектральний аналізи. У ході вивчення кременистих порід застосовують три варіанти хімічних аналізів:

- 1) валовий аналіз на основні компоненти (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , CaO , K_2O , Na_2O , CO_2 , SO_3 , H_2O);
- 2) визначення окремих компонентів (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO і деяких інших);
- 3) визначення аморфного кремнезему 2,5 і 5,0% содовими витяжками для порід, складених з опалу.

Тип аналізів визначений завданнями, які ставлять дослідники. У разі вивчення порід як сировини (домішки) для цементу важливе визначення аморфної кремнекислоти. У випадку вивчення силіцитів як сировини для вогнетривів необхідно знати загальний вміст SiO_2 і шкідливих домішок тощо. Для визначення назви породи хімічний аналіз не обов'язковий (за хімічним аналізом уточнюють її склад).

Спектральний (кількісний і якісний) аналіз застосовують для визначення вмісту малих і рідкісних елементів – Cu , Pb , Zn , Sr , B , Ni , Co , V , Cr та ін.

Термічний аналіз. Цей аналіз не застосовують у разі вивчення кременистих порід, хоча є методика кількісного термографічного визначення вмісту в породі кварцу за ефектом переходу α -кварцу в β -кварц (А. Цветков, 1952).

Рентгеноструктурний аналіз. Досить широко застосовують цей аналіз під час вивчення кременистих порід для визначення вмісту кристобаліту в опалових породах. Найбільш характерні рефлекси кристобаліту є в інтервалі великих кутів θ і мають такі міжплощинні відстані, нм: 0,405, 0,315, 0,193, 0,188, 0,162, 0,150, 0,144 та ін. Зокрема, кристобаліт Грузії має сильні й дуже сильні рефлекси в інтервалах 0,405, 0,315, 0,285, 0,193, 0,188, 0,162, 0,159, 0,144, 0,139, 0,129 і 0,121 нм.

Отже, без рентгеноструктурного аналізу повне уявлення про склад кременистих порід неможливе.

Електронна мікроскопія. Останніми двома десятиріччями для вивчення кременистих порід застосовують електронну мікроскопію методом реплік на звичайних просвітлювальних і на сканувальних мікроскопах. Вивчають репліки зі сколу, які дають уявлення про тонку структуру порід (Н. Сергеева, 1977).

У праці А. Петровського і В. Шитова (1966) вивчено яшми середнього девону і фтаніти, лідити і кременисті сланці Південного Ура-

лу. Автори застосовували вугільні репліки (вакуум – 10^{-3} Па, струм – 46–50 А), взірець установлювали на відстані 5–7 см від електродів під кутом 30–45°, час напилення – 5–6 с, потім взірець розчиняли у фтористоводневій кислоті протягом 4–6 год.

У підсумку з'ясовано, що для яшм девону характерна рівномірна зернистість у межах однієї репліки і винятково кварцовий склад. Кварц добре огранений і часто утворює двійники. Крім кварцу, виявлені видовжені слюдоподібні мінерали.

Репліки кременистих сланців, лідитів і фтанітів не відрізняються одна від одної і від реплік халцедону та агатів. Вони мають велику тріщинуватість і вміщують кристалики кварцу, що розвивається по тріщинах.

Зазначимо, що в ході визначення віку німих кременистих порід і виявлення органічних решток у кременистих породах докембрію застосовують розчинення порід у фтористоводневій кислоті й так виділяють кутинові, вуглисті й смолисті органічні рештки.

Приклади опису кременистих порід

Взірець 1. Палеоген. Вірменія, Джерманіс.

Макроскопічний опис. Діатоміт білий, дуже легкий, тонкошаруватий, землистий, м'який – забруднює руки, сильно прилипає до язика, тобто дуже пористий, з HCl не закипає, у воді не розмокає.

Опис шліфа. Діатоміт має однорідне світло-сіре забарвлення, яке лише трохи відрізняється по краях. Шаруватість тонка (у середньому – 0,05–0,1 мм), виражена паралельним розташуванням скелетів ниткоподібних колоній діатомей та поодиноких шкаралупок, а також, менше, різним вмістом глинистої домішки, яка чіткіше виявлена у схрещених ніколях на основному ізотропному тлі породи.

Структура діатомова, головно, цільночерепашкова, менше – тонкодетритова. Порода має вигляд повстини, що пояснюють різким переважанням ниткоподібних скелетів колоніальних діатомей над поодинокими шкаралупками. Породоутворювальними є скелетні рештки чотирьох типів, з яких три ниткоподібні, колоніальні (усі однорядові), а один – поодинокі шкаралупки. Переважають середні за товщиною (приблизно 0,01 мм) нитки, круглі в поперечному перерізі та сходинкові – у поздовжньому. Висота шкаралупки-циліндрика – приблизно 0,015 мм, товщина стінки – приблизно 0,001 мм. Вони становлять приблизно 60–70 % породи. Найбільші, також круглі в перерізі нитки (0,05 мм), досягають у довжину 2 мм, складені зі шкаралупок висотою 0,03 мм, займають приблизно 10–15 % площі шліфа. Вони надають породі порфіроподібності. Товщина стінки – 0,005 мм. Найтонші (приблизно 0,005 мм) нитки, які утворюють пучки, видно нечітко, часто вони зли-

ваються з детритовою масою. За вмістом вони, мабуть, не поступають великим ниткам, товщина їхньої стінки – до 0,001 мм. Поодинокі шкаралупки диско- та серпоподібні; складаються з двох половинок, які нерідко розрізнені у породі; мають тонку поперечну ребристість, досягають у довжину 0,1 мм за ширини 0,02–0,03 мм. У породі їх 5–10 %. Уламки шкаралупок становлять незначну частину породи.

Стінки всіх цих форм складені опалом – безколірним, ізотропним, аморфним, з різким негативним рельєфом, з показником заломлення, набагато меншим, ніж у канадського бальзаму (мабуть, приблизно 1,45). Внутрішні камери і в більшості проміжки пусті (у шліфі – заповнені бальзамом), що пояснює велику поруватість та малу об'ємну вагу. Порода головно кремениста. Є невелика (мабуть, до 3–5 %) глиниста домішка – дрібнолуската речовина з досить високим двозаломленням та показником заломлення, яка, мабуть, належить до гідрослюд. Однак вона суттєво не змінює заломлення породи, яка має різко негативний рельєф. Крім глинистої, ділянками є анізотропною і кремениста речовина, яка, мабуть, почала розкристалізуватися.

Отже, діатоміт досить однорідний, чистий, лише слабко глинистий, тонкошаруватий, складається з волокнистих скелетних решток – колоній, має високу поруватість і слабко літифікований.

Яшма. Середній девон, ейфельський ярус (Південний Урал) (за В. Фроловим, 1964).

Макроскопічний опис. Яшма темно-червона з зеленими прошарками, матова (без блиску), тонкошарувата, афанітова, міцна, з раковистим зломом, гострими ріжучими краями.

Мікроскопічний опис. Яшма тонкошарувата, шари потужністю від 3–4 до 0,5–1,0 мм, відрізняються кольором, структурою, а також складом. За потужністю переважають червоні різновиди, які змінюються від темно-червоних (у прохідному світлі непрозорих) до світлих рожевих. Рожеві поступово замінені майже безбарвними, лише слабко зеленкувато-сірими. Друга межа їх з темними прошарками значно різкіша, що свідчить про напрям зміни складу і дає змогу визначити верх і низ шарів.

Структура гранобластова, змінюється від мікрозернистої в червоних до дрібнозернистої (розмір зерен – 0,02–0,03 мм) в світлих прошарках. Загалом вона порфіроподібна через великі (0,05–0,03 мм) округлі еліпсоподібні включення значно чистішого і крупнозернистого кварцу, які є перекристалізованими скелетами радіолярій.

Склад породи змінюється по шарах. У найбільш прозорих і світлих прошарках переважає халцедон, який має (лише ненабагато більший, ніж у бальзаму) низький показник заломлення і різко виражене хвилясте загасання, яке свідчить про його волокнисту будову. Вірогідно, ділянками наявний кварц – вони ліпше розкристалізовані. Як домішки

трапляються дрібні ідіоморфнозернисті мінерали групи епідоту-цоїзиту з характерними для них аномальними кольорами інтерференції, які нерідко утворюють скупчення розміром 0,02–0,04 мм, а також листочки хлориту з низьким двозаломленням (типу пеніну) і луски безбарвної гідрослюди, що виділяється за схрещених ніколів яскравими кольорами інтерференції. Кількість цих домішок варіює від 3–5 до 40–50 %, коли до них домішується залізна речовина гематитового типу. Червоні прошарки, можливо, також складені халцедоном. Однак його сильно маскує тонкорозсіяна непрозора залізна речовина, вишнево-червона у відбитому світлі, очевидно, гематитового типу. Навпаки, кількість епідот-цоїзитової і хлорито-слюдистої речовини в цих прошарках знижується до 1–2 %.

У темних прошарках, як сильнозалістистих, так і збагачених епідот-цоїзитовою речовиною, ліпше зберігаються рештки радіолярій, кількість яких досягає 10–15 %. Правильний зубчастий край і кварцовий склад округлих тіл дають підстави зачислити їх до органічних решток – радіолярій, скелет яких зазнав розкristалізації. Окрім цих включень, зрідка трапляються неправильні скупчення (0,1–1,0 мм) крупнокристалічного епідоту, який заповнює, мабуть, тріщини розриву, а також тонкі січні прожилки кварцу.

Резюме. Яшма, головно, халцедонова, мікрозерниста, тонкошарувата, зі значною домішкою залізниці, епідот-цоїзитової і хлоритової речовини, з радіоляріями (зона пізнього метагенезу) (за Н. Логвиненком і Е. Сергієвою).

13.4. Походження, умови утворення і застосування кременистих порід

У ході розгляду генезису силіцитів виникають дві проблеми: походження кременистих осадів та трансформація їх у літифіковані породи.

Перша проблема має три аспекти: 1) джерело кремнезему, 2) спосіб його переходу у тверду фазу; 3) фізико-географічні умови кремененагромадження.

1. Джерелом SiO_2 є: суходіл (винесення розчиненого кремнезему ріками), магматичні осередки і самі води морів та океанів, що вміщують величезні маси “знеособленого кремнезему”, який утратив зв’язок з первинними джерелами.
2. Перехід SiO_2 в осад можливий біогенним та хемогенним способом. Хемогенний спосіб більшість літологів значно обмежує або навіть заперечує на підставі того, що сучас-

на гідросфера різко недосичена кремнеземом. Розчинність аморфної SiO_2 за звичайної температури – 100–140 мг/л, а вміст у морській воді – від 0,1 до 10 мг/л; у муловій воді концентрація SiO_2 в декілька разів вища, однак і тут не досягає насичення щодо аморфної фази, хоча в 5–7 разів вища від рівноваги розчинності кварцу. Експерименти засвідчили, що гідрооксиди деяких металів здатні співосаджувати кремнезем з розведених розчинів; у цьому разі утворюються гідрооксиди силікатів, діагенетичне перетворення яких може призвести до вивільнення SiO_2 . Без сумніву, такий процес існує, однак навряд чи він здатний забезпечити нагромадження потужних товщ висококременистих порід. Якщо вважати, що гідросфера минулих геологічних епох була так само недосиченою кремнеземом, як і нині, то хемогенне осаджування у великих масштабах було неможливим, за винятком особливих умов (наближеність до місць височування гідротерм). Є дані, що до масового розквіту діатомових водоростей, які найсильніше витягують SiO_2 , вміст кремнезему в гідросфері мав бути вищим і, отже, легше могли виникати умови для хемогенного кремененагромадження. Такою межею вважають середину мезозою.

3. Обстановки кремененагромадження різноманітні – океани, моря та озера. У кожному з них для утворення висококременистих нагромаджень необхідне не лише надходження великих мас кремнезему в осад, а й невелике розведення іншими речовинами. Особливе значення має розділення кременистого та карбонатного матеріалу. Цьому сприяють три причини: кліматичні умови, батиметрія та підводний вулканізм (винесення CO_2 та інших кислих газів). У різних випадках кожен з цих чинників має визначальне значення.

Океани з їхніми крайовими морями та затоками є головною областю сучасного кремененагромадження. Висококременисті осади пов'язані з трьома широтними поясами: південним (головний пояс), північним Тихоокеанським та екваторіальним, який простежується в Тихому та Індійському океанах. Усюди тут кремененагромадження пов'язане з зонами високої біологічної продуктивності, що зумовлено підняттям глибинних вод, багатих на поживні речовини (зона дивергенції). Крім того, акумуляція кремнезему простежується локально, головно, у західних окраїнах континентів, також у зв'язку з дивергенцією. На розподіл кременистих осадів кремененагромадження впливає батиметрія: вище

від рівня карбонатної компенсації (4 600–4 700 м) висококременисті осади зникають, тобто поступаються вапняковим. Джерелом SiO_2 є самі води океану. Кремнезем відкладається переважно біогенним способом. У цьому разі головне значення мають діатомові водорості, які утворюють осади у всіх трьох поясах. Друге місце посідають радіолярієві та радіолярієво-діатомові мули, які поширені, головню, в екваторіальному поясі. Усе це переважно пелагічні утворення, хоча відомі й неритові діатомові, які збагачують шельфові відклади кремнеземом. Менше значення мають кременегубкові й осади, що розвинені локально на шельфі, звичайно, в межах поясів кремененагромадження.

Останнім часом на кількісній основі представлена модель сучасного нагромадження аморфного кремнезему в пелагіалі Тихого океану (Ю. Богданов та ін. 1980).

Буріння в океанах засвідчило, що в неогені розміщення кременистих осадів було близьким до сучасного, а в палеогені і крейді добре простежений сьогодні лише екваторіальний пояс, який простягається в Атлантику.

Серед морських кременистих порід, що розвинуті в межах континентальних блоків, розрізняють плаформні та геосинклінальні.

У платформних басейнах було два основні ареали кремененагромадження. У мезо-кайнозойських морях (крейда-палеогенових), ліпшими прикладами яких є Південноруський та Західносибірський басейни, кременисті осади відкладалися у мілководній периферійній зоні, що облямовувала континент та острови. Ближче до берега їх замінювали піски, а вглиб басейну – або глинисті, або вапнякові осади. Загалом кремененагромадження тяжіло до північних ділянок, у північному напрямі його заміняло карбонатутворення, що відображає вплив кліматичного чинника на розподіл цих седиментаційних процесів. На походження цих силіцитів є різні погляди. Одні вчені вважають їх біогенними, інші – частково хемогенними; з'явилося також уявлення, що деякі різновиди силіцитів – це змінений попіл. У палеозої закономірності розміщення платформних кременистих осадів були іншими. Вони, зазвичай, пов'язані з крайовими частинами платформ і латерально – з геосинклінальними кременистими формаціями.

У геосинкліналях відомі дві головні обстановки кремененагромадження, що відповідають різним стадіям геосинклінального розвитку.

По-перше, це басейни ранніх стадій, для яких характерні підводні виливи лав. Кременисті породи та ефузиви утворюють парагенезис, відомий у всіх палеозойських та ранньомезозойських геосинкліналях.

Планетарні закономірності розміщення силіцитів тут інші, ніж сучасних кременистих осадів. Вони зосереджені не в широтних поясах, а розташовані відповідно до положення геосинкліналей; нерідко це меридіональні зони (Жордильєрська, Апалацька, Уральська). Силіцити представлені радіоляритами, трохи менше – спонголітами, що чергуються з кременистими породами, які не містять органічних решток. Батиметричний діапазон кремененагромадження великий, однак переважають порівняно глибоководні пелагічні умови. Вулканогенне джерело SiO_2 відіграло суттєву роль у формуванні силіцитів, які виникали біогенним та хемогенним способом. Характерний широкий розвиток безкарбонатних силіцитів; цьому, очевидно, сприяло надходження кислих вулканічних газів, а іноді й переважаання глибоководних умов.

По-друге, кременисті осади у великій кількості з'являлись у басейнах, розташованих поряд з острівними вулканічними дугами, які постачали багато пірокластички. Прикладом є мезозойські та третинні відклади Тихоокеанського обрамлення. Кременисті породи тут частіше представлені діатомітами та продуктами їхньої зміни, радіоляритами. Вони чергуються з туфами і самі збагачені пірокластичкою. Формувались відклади у батіальних та шельфових умовах. Джерелом SiO_2 могла бути як морська вода, так і вулканогенні продукти (гідротерми, тонка пірокластичка).

Озерне кремененагромадження пов'язане, по-перше, з прісноводними водоймами післяльодовикового ландшафту і, по-друге, з озерами (загатними, кальдерними) областей активного вулканізму. У першому випадку це діатоміти, у другому, крім того, – хемогенні відклади.

Друга проблема – трансформація кременистих осадів у тверді породи – привернула особливу увагу з огляду на обробку матеріалів океанічного буріння. З'явилася можливість спостерігати в єдиному розрізі поступовий перехід сучасних біогенних мулів у латифіковані силіцити. Великої популярності набула гіпотеза “визрівання”, згідно з якою, біогенний аморфний кремнезем у діагенезі переходить у невпорядкований кристобаліт (опал і люсатит), що його заміщують у катагенезі халцедон і кварц. Отже, цей процес двостадійний. Зроблено спробу приблизно оцінити тривалість кожної стадії на підставі даних буріння. Перша стадія охоплює 20–50 млн років, друга – приблизно 70–90 млн років. Трансформацію опалу в кварц через кристобалітову стадію проведено й експериментально. Головні чинники, що визначають швидкість мінеральних перетворень, – це температура і час. Одні

дослідники вважають, що обидва перетворення відбуваються внаслідок інверсії у твердому стані, інші – що перше пов'язане з розчиненням опалу та випаданням з порових розчинів неупорядкованого кристобаліту.

Хоча механізм трансформації аморфного кремнезему в кристалічний не дуже зрозумілий, та, очевидно, обидва способи трансформації можуть простежуватися в природі.

Промислове використання опалових порід ґрунтується на їхніх цінних фізичних і хімічних властивостях. Також має значення і форманаявності в них кремнезему. Основні цінні властивості цих порід такі.

1. Здатність поглинати з розчинів різні колоїдальні речовини (адсорбція) й утримувати під час фільтрації рідин механічні домішки.
2. Висока пористість за значної термостійкості.
3. Термоізоляційні властивості.
4. Порівняно невелика твердість і здатність подрібнюватись у тонкий порошок, що зумовлює можливість використання діатомітів як полірувального матеріалу.
5. Хімічна стійкість щодо кислот і лугів.
6. Білий колір, який дає змогу використовувати опалові різновиди кременистих порід як наповнювачі в різних композиціях.

Адсорбційні та фільтраційні властивості опалових порід використовують у процесах очищення різних речовин (нафтопродуктів, масел, фруктових соків та ін.). Найбільше практичне застосування опалові породи мають завдяки адсорбційним властивостям у цементній і будівельній галузях промисловості, де їх використовують як гідравлічні домішки. Опалові породи застосовують також у промисловості пластичних мас (виробництво акумуляторних баків, автомобільних штурвалів та ін.), гумовій промисловості (для наповнення штучних каучуків, у виробництві ебоніту і шкірозамінників), у паперовій промисловості для виробництва серветкових паперів.

Найбільші розробки опалових порід ведуть на Фокінському родовищі трепелу у Брянській обл., Алексеевському родовищі опок у Мордовії, на Вольській групі родовищ Саратовської обл. і на Баканському родовищі опок у Краснодарському краї.

Кварцово-халцедонові і кварцові породи застосовують для виготовлення вогнетривкої цегли – динасу – і в будівельній справі. Яшми – цінний декоративний виробний матеріал.

Контрольні питання

1. Визначення кременистих порід у польових умовах.
2. Класифікація кременистих порід.
3. Роль органічних решток у вивченні кременистих порід.
4. Структура кременистих порід.
5. Мінерали групи кремнезему та їхні діагностичні ознаки.
6. Головні типи кременистих порід.
7. Методи дослідження кременистих порід.
8. Вивчення текстур, структур і мінерального складу в шліфах та імерсії.
9. Вивчення органічних решток.
10. Вторинні зміни, стадійність мінералоутворення.
11. Умови утворення і застосування кременистих порід.

14. Соляні породи – евапорити

14.1. Визначення і класифікація типів соляних порід

Соляні мінерали і породи – це самостійна досить широка група осадових утворень гідрохімічного походження. Вони становлять основну частину галогенних порід, які вміщують, крім власне соляних порід, відклади ранніх стадій аридного хімічного осадоагромадження: *сульфатні* (гіпсові й ангідритові) та *змішані карбонатно-сульфатні* породи. Чисто карбонатні породи хомогенного походження до галогенних порід не належать.

Соляні породи складені легкорозчинними у воді сполуками, які випадають з розчинів у вигляді солей – мінералів, представлених хлоридами, сульфатами, йодатами та нітратами кальцію, магнію, натрію і калію. У галогенних породах іноді трапляються борати, рідше – боросилікати. Нітрати, борати та йодати ми не розглядаємо.

За часом утворення родовища мінеральних солей поділяють на *сучасні*, які утворились в одну з епох четвертинного періоду, і *викопні*, які виникли в минулі геологічні періоди (ранній кембрій–неоген). У минулі геологічні епохи поклади мінеральних солей утворювались у великих континентальних озерах, морських лагунах та затоках, у крайових частинах епіконтинентальних морів і в басейнах морського типу.

Поступовий розвиток процесу кристалізації солей та нагромадження їх на дні водойми було регульоване в геологічному минулому та регульоване нині низкою *геологічних* та *природних чинників*, з яких назвемо геоструктурну позицію солеродної водойми, характер її зв'язку з живильним морським або проміжним басейном, умови живлення морською водою та континентальними водами, глибину солеродної водойми, клімат та ін. Порядок кристалізації солей зі складного соляного розчину – ропи – визначений законами розчинності. Величезне зна-

чення в разі утворення твердих фаз – мінералів, які кристалізувались з морської води або розчинів, що відповідали їй за складом, – мали процеси прямої та оберненої метаморфізації розчину. Пряма метаморфізація зумовлювала значне зниження в ропі вмісту сульфатного іона (SO_4^-), що в підсумку зумовлювало утворення безсульфатних родовищ калійних солей, повністю позбавлених мінералів, які вміщують сульфати калію та магнію. Обернена метаморфізація ропи, навпаки, приводила до підвищення в ропі вмісту калійного іона і сприяла ширшій кристалізації сульфатів калію та магнію.

Розміри солеродних водойм геологічного минулого коливались від кількох до тисяч і сотень тисяч квадратних кілометрів. Потужності відкладених солей та соленосних осадів вимірюють від метрів до перших тисяч метрів. Розміри сучасних солеродних водойм і потужності відкладених у них солей незрівнянно менші.

В узагальнювальній монографії М. Страхова (1963) розглянуто типи соляних водойм та особливості їхнього режиму, а також речовинний склад, генезис та поширення континентальних і морських галогенних відкладів (табл. 14.1).

Т а б л и ц я 14.1

Класифікація соляних порід

Генезис	Мінеральний склад		
	сульфатні	хлоридні	змішані
I. Хомогенні			
А. Лагунні	Ангідрит Гіпс	Галіт з калійними солями	Галіт з калійними солями (хлоридами і сульфатами)
Б. Озерні	Гіпсоносні породи	Галіт	Тенардит, глауберит з галітом
В. Континентальні випоти вицвіти	Гіпсоносні породи (сажа)	Солончаки (головний мінерал галіт)	Солончаки (галіт, гіпс, глауберит, сода, селітра)
II. Уламкові			
А. Континентальні пустельні	Гіпсові Піски	—	—

Питання про глибини солеродних басейнів остаточно ще не вирішено. Багато дослідників (А. Іванов, М. Воронова та ін., 1972) розглядає солеродні басейни як мілководні утворення від початку і до кінця нагромадження в них осадів. За їхніми уявленнями, потужності соляних відкладів свідчать не про глибини басейну, а про ступінь прогинання його дна в процесі седиментогенезу.

Поширена думка (А. Яншин та ін., 1937), що потужне соленагромадження відбувалось у минулому в водоймах своєрідного морського типу, які не мають сучасних аналогів, з глибинами близько сотень метрів. Такий погляд ґрунтується, головню, на припустимій досить великій швидкості нагромадження солей порівняно з невеликою швидкістю тектонічного опускання. Його поділяють не всі дослідники, хоч і не виключають, що глибина деяких викопних солеродних басейнів могла бути значною, особливо на перших етапах їхнього заповнення.

Останніми роками з'явилися публікації, у яких солеутворення пов'язують з ендегенними процесами. У працях А. Іванова (1975), М. Фівега (1968) наведено критичний аналіз уявлень про роль активної дії вулканізму на утворення соляних порід, що не дає підстав брати їх до уваги в разі розробки сучасної теорії галогенезу.

Серед соляних порід за хімічним та мінеральним складом виділяють *два основні типи*: безсульфатний та сульфатний (див. табл. 14.1). *Породи безсульфатного (хлоридного) типу* мають простіший хімічний та мінералогічний склад. Калійні та калійно-магнієві мінерали представлені сильвіном, карналітом, бішофітом та зрідка тахгідритом; серед них найбільше поширений сильвін. Він виявлений у більшості (80 % від загальної кількості) соляних родовищ і в більш ніж 65 % випадків є породоутворювальним мінералом. Карналіт посідає друге місце за поширенням і теж є породоутворювальним мінералом. Він трапляється в 65 % від загальної кількості соляних родовищ. Бішофіт знаходять значно рідше, зазвичай у вигляді невеликих скупчень, і тільки зовсім недавно виявлено потужні поклади бішофітної породи у Волгоградському Поволжі.

Мінеральний та хімічний склад *соляних порід сульфатного типу* складніший: провідну роль відіграють сульфатні мінерали калію і магнію (полігаліт, каїніт, лангбейніт, кізєрит та ін.). Часто з ними асоціюють сильвін та карналіт (табл. 14.2).

А. Іванов усі відомі нині родовища і прояви калійних солей розділив на три типи: безсульфатні (хлоридні), сульфатні та комплексні (хлориди та сульфати). Головна маса соляних порід належить до хлоридного типу.

Зі всіх відомих соляних мінералів лише невелика частина є породоутворювальною. Це галіт, сильвін, карналіт, бішофіт, каїніт, лангбейніт, полігаліт, кізєрит, глауберит, тенардит, мірабіліт, астраханіт. Деякі соляні мінерали мають досить обмежене поширення.

Уперше номенклатуру соляних порід запропонували Ф. Ердман та Ф. Рінне, які вивчали поклади родовищ соляних порід. Ф. Рінне запропонував включити в назву соляної породи всі мінерали, що входять до її складу, перераховуючи їх у порядку зростання вмісту, проте кількісних критеріїв для назви соляних порід не визначив.

Т а б л и ц я 14.2

Головні мінерали соляних порід

А. Моносоли та однорідні подвійні солі	
I. Сульфати	Гіпс – $\text{CaCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Ангідрит – CaSO_4
	Астраханіт – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
	Барит – BaSO_4
	Целестин – SrSO_4
	Кізерит – $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
	Епсоміт – $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
	Тенардит – Na_2SO_4
	Мірабіліт – $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$
	Глауберит – $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$ або $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaCO}_3$
	Лангбейніт – $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{MgSO}_4$
	Полігаліт – $\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
	Також рідкісніші
	Алуніт – $\text{KA}l_3(\text{SO}_4)_2 \cdot (\text{OH})_6$
	Ярозит – $\text{KFe}^{3+}(\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$ та ін.
II. Хлориди	Галіт, або кам'яна сіль – NaCl
	Сильвін – KCl
	Карналіт – $\text{KCl} \cdot \text{MgCl} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	Бішофіт – $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
	Тахігідрит – $\text{CaCl}_2 \cdot 2\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$
III. Фторидоліти	Флюорит – CaF_2
IV. Нітратоліти	Селітра натрієва (чилійська) NaNO_3
	Селітра калієва – KNO_3
V. Карбонатити легкорозчинні	Сода десятиводна – $\text{NaCO}_3 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$
	Сода семиводна – $\text{NaCO}_3 \cdot 7 \text{H}_2\text{O}$
	Гейлюсит – $\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
VI. Боратоліти	Гідроборацит – $\text{Mg}_3\text{ClB}_7\text{O}_{13}$
	Бура – $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$
	Боронатрокальцит або улєксит – $\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$
	Іньйоніт – $\text{CaB}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$
	Колеманіт – $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
	Індерит – $\text{Mg}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ та ін.
Б. Подвійні неоднорідні солі	
	Каїніт – $\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ або $\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
	Каліборит – $\text{KHMg}_2\text{B}_{12}\text{O}_{16}(\text{OH})_{10} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$

Питаннями класифікації соляних порід займались Є. Разумовська, П. Преображенський, В. Дубініна, В. Вахрамєєва, М. Фівег, А. Іванов,

Я. Яржемський, С. Кореневський, В. Щербина, Е. Седун, Д. Єрошина, С. Ходькова, Т. Жаркова. Однак єдиної класифікації для соляних порід не вироблено і досі. Найбільше поширені схеми класифікації, складені А. Івановим (1955) і Є. Разумовською (1962). Спеціалісти, які вивчають соляні породи Старобинського родовища, користуються схемою В. Щербини. А. Іванов (1953) розробив класифікацію, призначену для підрахунку та затвердження запасів калійних руд Передкарпаття. Основні типи калійних руд виділено за ознакою наявності в них калійних мінералів у кількостях, достатніх для зачислення порід до категорії руд. Ця класифікація має прикладне значення. Є. Разумовська в одній з останніх праць (1962) запропонувала схему класифікації та номенклатури соляних порід за ознаками аналогічних схем, складених для інших осадових порід, проте з урахуванням специфічних особливостей та властивостей соляних порід. Складена нею схема становить теоретичний інтерес. Аналогічний принцип узятो за основу класифікації галогенних порід, складеної А. Ріхтером. Я. Яржемський (1974) розробив схему класифікації та номенклатури соляних порід, у якій відобразив специфіку їхнього практичного використання, відділивши промисловий тип порід від непромислового. Запропонована ним класифікація для вирішення теоретичних питань недостатня. Розробкою класифікації та номенклатури соляних порід Передкарпатських родовищ займалася С. Ходькова (1979). Вона за основу класифікації та номенклатури соляних порід узяла генетичну ознаку. Дослідниця розділила породи на групи за ступенем перетворення постседиментаційними процесами. Дрібніший поділ порід у межах груп виконано за речовинним складом з переліком усіх компонентів, які входять до складу порід. Виділені групи в сукупності становлять генетичний ряд порід, який відображає історію формування та руйнування сульфатних калійних порід, а також закономірність і спрямованість післяседиментаційного їх руйнування. Структурно-генетична класифікація кам'яної солі наведена в праці Т. Жаркової (1976). Вона має лише теоретичне значення.

У запропонованому розділі назва соляної породи, зазвичай, визначена назвою породотворювального мінералу з додаванням слова "порода". У багатокомпонентних породах враховують кількісний вміст мінералів, назви яких розташовують у порядку зростання їхнього відсоткового вмісту. Винятком є назва породи, складеної галітом, – кам'яна сіль, і назва породи, складеної галітом і сильвіном, – сильвініт. Ці два терміни ввійшли в практичний та науковий обіг.

У назві порід Передкарпатської групи родовищ ми використовували номенклатуру, запропоновану С. Ходьковою.

14.2. Речовинний склад і структурно-текстурні особливості соляних порід

Для соляних порід характерний хімічний і мінеральний склад, наведений у табл. 14.3.

Макроскопічно мінеральний склад деяких соляних порід крупнозернистої будови можна визначати за допомогою протравлювання пришліфованих поверхонь штафів насиченим розчином одного з мінеральних компонентів породи. Змінюючи розчинники, можна з'ясувати склад породи.

У разі *мікроскопічного вивчення* соляних порід основним методом є імерсійний. Імерсійне дослідження треба проводити для всіх типів соляних порід, а також нерозчинених у воді і в 5% соляній кислоті залишків. Зазначимо, що імерсійний метод є основним методом вивчення соляних мінералів, які розкладаються під час шліфування. Практичні рекомендації з імерсійного вивчення соляних порід наведено у праці Я. Яржемського (1966, 1978).

В. Вахрамєєва розробила швидкий і зручний спосіб визначення окремих соляних мінералів під поляризаційним мікроскопом у краплі води (1964).

У *шліфах* потрібно вивчати майже всі соляні породи. У разі виготовлення шліфів з соляних порід воду завжди замінюють гасом. Шліфи з соляних порід, які вміщують мінерали з кристалізаційною водою, яку вони легко втрачають, а також з пухких соляних порід треба виготовляти холодним способом.

Багатьом соляним породам властиві крупнозернисті структури, тому для їхнього вивчення виготовляють шліфи площею 15 см² і більше. Товщина таких шліфів становить близько 0,1 мм. Це необхідно враховувати в разі визначення оптично анізотропних мінералів.

Запропонований О. Петриченком метод дослідження включень у мінералах галогенних порід дає цінну інформацію про фізико-хімічні умови середовища мінералоутворення та постседиментаційних перетворень (О. Петриченко, 1973, 1979, 1990). Вивчення хімічного складу розчинів рідких включень у солях дало змогу простежити еволюційні зміни складу ропи солеродних басейнів, що тісно пов'язані зі змінами хімічного складу вод та рівня океану, клімату, складу атмосфери, тобто з глобальними процесами еволюції земної кори (О. Петриченко, В. Ковалевич та ін., 1990, 2000, 2002).

За основу *виділення типів структур соляних порід* взято розмір та форму зерен соляних мінералів, їхнє взаємне розташування, а також наявність мінералів-домішок та мікровключень. Оскільки розмір зерен

Хімічний та мінеральний склад калієвих солей

Порода	Родовище	Вміст солей, %								нерозчинний залишок
		KCl	MgCl ₂	NaCl	K ₂ SO ₄	MgSO ₄	CaSO ₄	H ₂ O		
Сильвініт червоний	Верхньокамське	19,7-42,9	0,2-0,4	51,6-77,2	-	-	1,3-2,5	0,2-0,4	1,1-4,6	
Сильвініт строкатий	Верхньокамське	20,8-38,7	0,1-1,2	54,5-76,7	-	-	0,9-2,3	0,1-1,4	0,0-6,3	
Сильвініт	Верхньопечорське	15,3-23,2	0,1-0,8	44,2-71,5	-	-	4,3-5,7	0,1-0,9	5,3-27,3	
Сильвініт	Старобінське	13,8-51,8	0,1-1,7	25,0-65,8	-	-	0,2-10,6	0,1-1,9	0,5-30,5	
Сильвініт	Гаурдацьке	13,0-43,6	Сл.-1,7	48,5-76,8	-	-	0,2-1,6	0,1-1,9	0,8-16,5	
Сильвініт	Карлюцьке	18,3-42,8	0,3-2,2	44,2-72,4	-	-	0,8-2,3	0,7-2,5	4,0-13,4	
Сильвініт	Ельзаське	30,0	0,3	58,0	-	-	3,0	1,0	7,7	
Сильвініт	Йоркширське	40,3	0,5	49,5	-	-	4,0	0,5	8,8	
Сильвініт	Передкарпатські	19,6	0-0,9	24,7-42,7	0-4,4	2,5-20,4	3,6-11,4	1,6-4,2	10,6-22,5	
Сильвініт	Цехштейновий басейн	27,6	1,8	56,7	-	3,4	2,8	4,5	3,2	
Тверда сіль (кізеритовий сильвініт)	Цехштейновий басейн	20,5	2,3	46,3	-	20,8	1,8	5,7	2,6	
Тверда сіль (кізеритовий сильвініт)	Калусько-Голинське	12,3-20,0	0-2,4	22,4-48,1	0-0,7	20,8-26,0	1,6-3,7	3,2-7,2	4,7-13,8	
Карналітова порода	Верхньокамське	13,4-20,6	14,5-19,0	33,0-53,6	-	-	0,8-1,6	16,4-21,5	1,3-4,5	
Карналітова порода	Верхньопечорське	11,4-21,4	14,9-27,1	17,6-64,5	-	-	0,6-4,3	16,8-30,6	0,8-16,7	
Карналітова порода	Карлюцьке	12,0-21,2	11,3-23,1	28,1-61,5	-	-	0,4-1,2	13,0-26,2	1,3-5,2	
Карналітова порода	Передкарпатські	10,5-13,8	5,1-13,9	33,8-41,2	-	0-1,0	2,4-7,1	8,1-17,8	11,9-34,9	
Карналітова порода	Цехштейновий басейн	15,5	21,5	22,4	-	12,1	1,9	26,1	0,5	
Карналітова порода	Клодавське	12,7	16,0	40,0	-	10,3	0,5	18,1	0,6	
Карналітова порода	Цайдамське	3,6-19,5	7,2-30,2	13,3-76,3	-	0-0,2	0,3-2,0	10,0-36,6	0,1-0,8	
Кайнітова порода	Передкарпатські	10,2-21,4	-	18,2-44,8	1,8-7,4	20,0-39,2	1,7-2,5	9,7-13,7	2,8-5,6	
Кайнітова порода	Цехштейновий басейн	20,5	-	24,0	-	36,4	1,7	16,5	0,8	
Кайніто-ланбейнітова порода	Передкарпатські	9,0-16,6	0-2,0	30,4-36,8	7,2-9,6	21,8-29,5	2,2-3,1	4,9-7,4	5,4-12,8	
Ланбейнітова порода	Передкарпатські	0,8-4,8	-	32,2-38,8	19,4-24,4	29,0-34,0	1,0-2,0	1,2-3,6	4,3-6,4	
Ланбейнітова порода	Цехштейновий басейн	-	-	40,4	11,8	43,4	-	4,2	0,8	
Полгіаліто-галітова порода	Каїровка	-	-	53,0-86,9	3,4-10,5	2,3-11,2	5,2-22,5	0,8-3,0	0,2-13,0	

соляних порід різко відрізняється від розміру зерен інших осадових порід (він більший), то в класифікації структур цих порід змінені межі розмірності. Із запропонованих класифікацій найбільш раціональною вважаємо класифікацію, розроблену В. Щербиною, її застосовано в ході петрографічного вивчення соляних порід більшості родовищ. У цій класифікації виділяють такі структури: *мікрозернисту* (розмір зерен до 1 мм), *дрібнозернисту* (розмір зерен від 1 до 3 мм), *середньозернисту* (розмір зерен від 3 до 5 мм), *крупнозернисту* (розмір зерен від 5 до 10 мм) і *гігантозернисту* (розмір зерен понад 10 мм).

Структурно-текстурні особливості соляних порід зумовлені етапами формування соляних відкладів і відображають стадійність перетворення соляних порід. У період сингенезу формувались первинні структури і текстури, а в процесі діагенезу, катагенезу і гіпергенезу виникали вторинні текстури і структури, які дуже поширені. Зазначимо, що деякі, здебільшого мономінеральні, соляні породи, які мають однакову структуру і текстуру, іноді відрізняються внутрішньою будовою окремих зерен та кристалів, що може свідчити про різний характер перетворення порід і навіть їхній генезис. Тому поряд з описом структур порід наводять характерні структури окремих кристалів і зерен.

Найбільше поширеними з первинних текстур у соляних породах є *масивна* та *шарувата*. Шаруватість відображає річні та сезонні зміни в процесі відкладання соляних осадів. Ця текстура дуже чітко виявляється серед кам'яної солі та сильвініту. Різновиди шаруватої текстури виділяють за потужністю шарів та їхньою конфігурацією. Вторинні текстури виникають після відкладання соляних покладів унаслідок процесів діагенезу, катагенезу і гіпергенезу, а також під впливом тектонічних чинників, й особливо чітко виявляються серед соляних порід різноманітного складу. До вторинних текстур належать *смуриста брекчієподібна*, *будинажу*, *каркасна*, *плямиста*, *лінзоподібна*, *петельчаста*, *тріщинна*.

Седиментаційні (первинні) структури – це кристалічнозернисті структури з різним розміром зерен (виключаючи гігантозернисті) і нерідко з чітко вираженою зональною будовою окремих зерен. До первинних можна зачислити *волокнисту* структуру, характерну для солей, які заповнюють тріщини в соляних та несоляних породах, а також *ідіометричні* та *ксеноморфнозернисті* структури, властиві частіше двокомпонентним породам, особливо сильвініту.

Постседиментаційні (вторинні) структури виникають на стадії діагенезу та катагенезу. Вони трапляються в чистому вигляді у разі повної перекристалізації породи і часткового накладення вторинних структур на первинні. Серед соляних порід вторинні структури мають

значне поширення. До них належать *усі крупно- і гігантозернисті різновиди, порфіроподібна, орієнтована, радіально-променева, а також різновиди структур заміщення та висолювання.*

У характеристиці внутрішньої будови окремих зерен треба звертати увагу на *зональність*. Звичайно по зонах росту (по площині росту та ребрах куба) розташовані краплі рідини (ропи) з пухирцями газу, газові пухирці, глиниста речовина та мікрровключення ангідриту й карбонатів (доломіту і магнезиту). Зерна з пойкилітовою будовою мають неорієнтоване розташування мікрровключень. Утворення зерен карналіту з двійниковою будовою (смугастою та ґратчастою) зумовлене перекристалізацією під тиском.

Для соляних порід характерна *домішка нерозчинених у воді мінералів* (О. Хмелевська, 1986–2004; О. Сливко, 1973–1976). У більшості випадків нерозчинена частина соляних порід належить до глинисто-алевритової фракції; піщана фракція має підпорядковане значення. Мінерали алевритової і піщаної фракцій переважно аутигенні. Теригенні мінерали, зазвичай, трапляються в значно меншій кількості. Насиченість теригенним матеріалом характерна для соляних порід, які відклались у вузьких витягнутих басейнах, у яких ропу періодично розводили води, що надходили з навколишньої суші. Комплекс аутигенних мінералів нерозчинених осадів для більшості соляних порід хлоридного типу майже сталий. Кількість їх змінюється в досить широких межах – від часток відсотка до 20–30 %. Найбільше поширені сульфати (переважно ангідрит, рідше – гіпс) і карбонати, головно доломіт, зрідка кальцит, а в калієносних породах – магнезит. Часто трапляється аутигенний кварц у вигляді добре огранованих кристаликів. Крім аутигенного кварцу, в алевритовій та піщаній фракціях нерозчиненого залишку виявляють обкатані та напівобкатані зерна уламкового кварцу, польових шпатів (нерідко звітрілих), листочки слюди та хлориту. Мінерали важкої фракції наявні в дуже незначних кількостях: це – гранат, циркон, турмалін, епідот та ін. Часто в нерозчиненому у воді залишку переважає глиниста фракція. Дані імерсійних, термічних, рентгенометричних та інших видів досліджень засвідчили, що глиниста речовина в основній масі представлена гідрослюдою і гідрохлоритами (магнезіальними та залізистими). З сульфідів у нерозчиненому залишку соляних порід зафіксовано пірит. Зазначимо, що в нерозчиненому залишку соляних порід багатьох соляних родовищ трапляються борні мінерали, приурочені до різних комплексів соляних порід. Визначено генетичний зв'язок характеру борної мінералізації з хіміко-мінералогічним складом вмісних соляних порід: борати трапляються переважно серед сульфатних (гіпсових та ангідритових) або збагачених

сульфатами соляних порід. У нерозчинених залишках соляних порід деяких соляних родовищ (Сибір, Прип'ятська та Дніпровсько-Донецька западина) виявлено кусочки ефузивних порід переважно основного складу.

Петрографічними дослідженнями з'ясовано, що склад аутигенних нерозчинених мінералів у соляних породах значно залежить від умов процесу седиментації. У разі поступового розвитку солеродного басейну відбувається зміна мінеральних видів карбонатів у бік більш магnezіальних, а також підвищується вміст новоутворених силікатних та алюмосилікатних мінералів у калієносних породах. Склад уламкових мінералів, відповідно, зумовлений складом порід суші, яка оточує басейн. Участь еолового матеріалу в нерозчинених залишках соляних порід досить вірогідна. У деяких випадках вона могла бути значною.

Червоне забарвлення всіх мінералів соляних порід зумовлене наявністю в них мікрровключень гематиту, гетиту, лепідокрокіту, а також колоїдальних оксидів заліза.

14.3. Характеристика головних типів соляних порід

Наведемо коротку характеристику найбільше поширених соляних порід (табл. 14.4).

Таблиця 14.4

Головні типи соляних порід

Назва	Головні мінерали
Кам'яна сіль	Галіт
Сильвініт	Сильвін, галіт, полігаліт, кізерит, доломіт, магнезит, глина
Карналітова порода	Карналіт, галіт, сильвін, ангідрит, магнезит, анкерит, глина
Бішофітова порода	Бішофіт, карналіт, кізерит, галіт, сильвін, полігаліт, ангідрит
Лангбейнітова порода	Лангбейніт, галіт, полігаліт, сильвін, глина
Лангбейніт-каїнітова порода	Лангбейніт, каїніт, галіт, кізерит, полігаліт, сильвін, глина
Каїнітова порода	Каїніт, галіт алеврито-глинистий матеріал, карналіт, полігаліт, ангідрит
Полігалітова порода	Полігаліт, ангідрит, галіт, сильвін, карбонатно-глинистий матеріал
Кізеритова порода	Кізерит, галіт, сильвін, карналіт, полігаліт, ангідрит, карбонатно-глинистий матеріал
Глауберитова порода	Глауберит, карбонатистий матеріал, ангідрит, галіт, гіпс, алеврит
Рідкісні типи соляних порід	
Тенардитова порода	Тенардит, галіт, мірабіліт
Мірабілітова порода	Мірабіліт, галіт, тенардит, астраханіт
Астраханітова порода	Астраханіт, галіт
Дуже рідкісні соляні породи: леонітова, шенітова, глазеритова, епсамітова	

Кам'яна сіль – найбільш поширена соляна порода. Вміст NaCl у найчистіших її різновидах досягає 99 % і більше. Постійною домішкою є ангідрит, карбонати, глиниста речовина та уламковий матеріал. Колір кам'яної солі зумовлений складом домішки і лише сині плями в зернах галіту спричинені зміною структури кристала. Кам'яна сіль частіше сіра (різних відтінків), біла водянопрозора (у перекристалізованих ділянках без домішок). Забарвлені в червоний колір різновиди кам'яної солі властиві, головню, калійним родовищам (Іркутський амфітеатр, Комі).

Для кам'яної солі характерні як первинні, так і вторинні текстурні та структурні ознаки. Первинна текстура здебільшого або шарувата, або масивна. Для основної частини родовищ характерна шарувата текстура, зумовлена чергуванням шарів різної структури, пошаровим розподілом домішок і наявністю шарів та прошарків несоляних порід. Характерним і найбільш суттєвим елементом її є так званий річний шар.

За В. Вахрамєєвою (1964), річний шар у кам'яній солі – це сукупність сезонних прошарків. У його складі виділено чотири прошарки: 1) кам'яна сіль середньо- і крупнозерниста, кубічного або жердиноподібного вигляду зональної структури, потужність – 0,5–4,0 см; це донне утворення (рання весна, весна, початок літа); 2) ангідрито-глинистий прошарок; він здебільшого розірваний або піднятий на різну висоту кристалами галіту, які ростуть знизу, потужність – 0,5–5,0 мм (весняні відклади); 3) кам'яна сіль біла середньо- або крупнозерниста з рештками скелетно-зональної структури, потужність – 1–7 мм (літні відклади); 4) кам'яна сіль тонко- або дрібнозерниста, іноді середньозерниста, за простяганням переходить у гігантокристалічну; прошарки тонкозернистої будови мають структуру галіту висолювання, дрібнозернистої – висолювання-обростання, а середньозернистої – висолювання-інтенсивного обростання; потужність – прошарку 0,5–7,0 см.

Шари осіннього осадження від шарів літнього практично не відрізняються, чітких прошарків їх нема. Річний шар кам'яної солі, який складається з чотирьох сезонних прошарків, є наслідком найповнішого осадження галіту. Часто простежуються річні шари з неповним набором сезонних прошарків.

Різовид кам'яної солі, названий кам'яною сіллю висолювання, уперше виділила В. Вахрамєєва 1964 р., пізніше його вивчав А. Протопопов (1972). Це відклади тонко- або дрібнозернистого галіту, який утворився внаслідок висолювання у разі змішання концентрованих морських або паводкових вод, які вміщували хлористий натрій, з основною ропою басейну. Серед прошарків сильвініту та карналітової породи кам'яна сіль висолювання зафіксована у вигляді лінз та прошарків, витриманих за потужністю та простяганням, або у вигляді неправиль-

ної форми скупчень. У цих породах галіт висолювання утворився внаслідок змішання хлор-натрієвих розсолів з ропою солеродного басейну, насиченою калієм.

Шаруватість кам'яної солі нерідко порушена: шари нахилені, вигнуті у складки, іноді розірвані. Інтенсивність складкоутворення виявляється по-різному: чим менша потужність шарів кам'яної солі, тим інтенсивніше вони зім'яті.

Первинні структури кам'яної солі дуже поширені.

Тривалий час панувала думка, що скелетно-зональна структура сольових (галітових, сильвінітових та ін.) зерен є беззаперечною ознакою седиментаційного походження – кристалізацією їх безпосередньо з ропи солеродного басейну. У працях В. Вахрамєєвої і С. Ходькової доведено, що в соляних кристалах, які виникли на різних стадіях літогенезу, наявні зонально розташовані мікрровключення розчинів та газів (1964, 1979).

У ході перекристалізації зональна будова, зазвичай, зникає. Виникають зернисті та кристалічні структури з різним розміром зерен (кристалів). Переважає різнозерниста структура. Кам'яній солі властиві всі зазначені вище різновиди вторинних структур соляних порід.

Кам'яна сіль в основній масі має седиментаційне походження. Вона осаджувалась з морської води, яка випаровувалась у замкнених та напівзамкнених морських солеродних басейнах, що мали утруднене сполучення з відкритим морем за безперервного занурення дна і компенсувались потужністю утворених осадів. Згідно з цим уявленням, солеутворення в таких басейнах відбувалось у зоні аридного або напіваридного клімату, за умов якого інтенсивне випаровування сприяло поступовому осолоненню басейнів.

Сильвініт – найбільше поширена калійна соляна порода у родовищах хлоридного та сульфатно-хлоридного типів. Склад сильвініту неоднаковий.

Виділяють різновиди сильвінітів за характером забарвлення (червоні та строкаті), текстурними ознаками (смугасті) і мінеральним складом домішок (ангідритові, полігалітові, кізеритові). Найбільше поширені два різновиди – червоні та строкаті сильвініти.

Для червоних сильвінітів характерне інтенсивне червоне та цегельно-червоне забарвлення переважно сильвінових прошарків та чітко виражена шаруватість. Потужності річних шарів сильвінітів і кам'яної солі наближені й дорівнюють 3–4 см. Домішка ангідриту, карбонатів та глинистого матеріалу часто відособлена в тонкі (1–2 мм) прошарки. Текстура червоних сильвінітів шарувата (рівномірно та нерівномірно) і зумовлена, як і кам'яної солі, чергуванням річних шарів. Уперше річні солі червоних та смугастих сильвінітів вивчила В. Вахрамєєва (1964).

С. Ходькова (1979), крім седиментаційних та ранньодіагенетичних (донних), виділила в системі річного шару шаруваті елементи, які виникли на стадіях пізнього діагенезу та катагенезу.

Структура червоних сільвінітів різнозерниста з переважанням дрібно- і середньозернистої. Зональна будова зерен сільвіну простежена нечасто. Червоним сільвінітам властива орієнтована структура.

Строкати сільвініти відрізняються різноманітним забарвленням і тим, що не мають чітко вираженої шаруватості. Текстура породи масивна та плямиста. Структура різнозерниста, переважно середньо- та крупнозерниста (блокова). Зерна сільвіну молочно-білі з бурувато-червоними облямівками; зерна галіту сірі, просвічувані та прозорі, часто з синіми плямами. Галіт і сільвін у породі наявні в однакових або близьких кількісних співвідношеннях. Постійною домішкою є карбонати (доломіт і магнезит), ангідрит, глиниста речовина й алевритовий матеріал. У сільвінітах, які трапляються в родовищах сульфатного типу, домішкою є полігаліт, кізерит, каїніт та інші сульфати. Зазначимо, що сільвінітам властиві постседиментаційні (вторинні) структури, зумовлені процесами розчинення, заміщення та перекристалізації. Простежуються структури часткового, а іноді повного заміщення сільвіну галітом зі збереженням забарвлювальної речовини сільвіну в зернах галіту.

У родовищах сульфатного типу фіксують різновиди червоних і строкатих сільвінітів, однак з менш чітко вираженими ознаками, які їх характеризують.

Є. Разумовська (1962), а потім А. Іванов (1975) на підставі геологічних спостережень дійшли висновку про первинність червоних та строкатих сільвінітів Верхньокамського родовища. Поряд з первинним сільвіном трапляється і вторинний, який утворюється внаслідок дії на карналітову породу розчинів, ненасичених хлористим магнієм. У деяких родовищах є значні скупчення вторинного, гіпергенного сільвіну – так званій сільвінітовий капелюх. До сільвінітового капелюха належить і верхній сільвініт Верхньокамського родовища.

На генезис строкатих сільвінітів є різні погляди. А. Ходьков (1979), М. Валяшко (1975), А. Іванов (1975) вважають, що строкати сільвініти утворились метасоматичним способом під дією на карналітові осади ненасичених хлористим магнієм розсолів системи $\text{NaCl-KCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Однак щодо природи діючих розсолів та часу метасоматичного перетворення і нині думки розходяться. А. Ходьков утворення строкатих сільвінітів пов'язує з розвантаженням постседиментаційних розсолів на стадіях діагенезу–катагенезу. М. Валяшко і А. Іванов вважають, що метасоматоз відбувався в басейнову стадію під дією поверхневої ропи на донні осади і, отже, зачисляють утворення строкатих сільвінітів до раннього діагенезу.

Карналітова порода в родовищах хлоридного та сульфатно-хлоридного типів за ступенем поширення серед калійних порід посідає друге місце після сильвініту. Із загальної кількості родовищ і проявів калійних солей у 60 % випадків карналіт є породоутворювальним мінералом. Мономінеральні різновиди карналітової породи трапляються зрідка. Звичайно порода складена карналітом і галітом у різних кількісних співвідношеннях. Нерідко в складі породи як породоутворювальний мінерал є сильвін. Залежно від кількості сильвіну і карналіту розрізняють змішані сильвін-карналітові та карналіт-сильвінові породи. У родовищах сульфатного типу до складу порід як породоутворювальні входять каїніт, кізерит та інші сульфатні мінерали. Їх відображають у назві породи.

Домішкою в карналітовій породі є ангідрит, карбонати (часто магнезит і анкерит), глиниста речовина, іноді з тою чи іншою кількістю алевритового матеріалу. Глиниста речовина, зазвичай, відособлена в тонких розгалужених звивистих прожилках або неправильної форми включеннях. Потужність прожилків – 1–5 мм, розмір включень – до 1 см.

Колір карналітової породи частіше червоний різних відтінків, від темно- і сургучно-червоного до оранжево- та світло-жовтого, іноді з зеленкуватим або бузковим відтінком; трапляються безколірні прозорі зерна карналіту. Забарвлення зумовлене численними включеннями окисних та гідроокисних сполук заліза; зазвичай, воно нерівномірне. Нерідко в шліфах чітко простежуються таблички гематиту та голки гетиту, або розташовані безладно, або орієнтовані у вигляді декількох систем паралельних смуг, які перетинаються одна з одною.

Для карналіту характерна двійникова будова зерен. Зафіксовано три типи двійників: смугасті, ґратчасті та неправильної форми. Форма карналітових зерен частіше неправильна, рідше округла або витягнута. Розміри їхні змінюються в широких межах: від часток міліметра до перших одиниць сантиметрів. Слідів зональної будови наразі не виявлено. У породі знаходять лише зональні зерна галіту висолювання.

Текстура карналітової породи масивна, шарувата, плямиста і часто брекчієподібна. Простежується петельчаста мікроструктура. Структура різнозерниста, іноді порфіроподібна й орієнтована. Крім того, карналітовій породі властиві різні структури заміщення.

Петрографічні дослідження карналітових порід з різних родовищ свідчать про седиментаційне походження основної маси породи.

Карналітовим породам не притаманна чітка річна шаруватість, однак під час детального вивчення В. Вахрамєєва (1964) визначила послідовність залягання сезонних прошарків у повному річному шарі.

М. Жарков і Т. Жаркова (1967) за елементарну стратиграфічну одиницю розрізу калієносного пласта запропонували брати не річний шар, а набір соляних порід, тобто “найдрібніше сполучання, яке можна виділити в осадовій товщі, що складається з окремих типів, які закономірно повторюються”. Аналогічного погляду дотримується В. Копнін (1987).

Утворення карналітової породи відбувалось на стадії досить значної концентрації ропи басейну в завершальні етапи випарювального соленаснагромадження. Коливання гідрохімічного і температурного режимів визначали переважно утворення то карналіту, то сильвіну. Зазначимо про підвищений вміст глинистого матеріалу серед шарів карналітової породи, зумовлений, мабуть, періодичним надходженням у басейн слабкосолоних континентальних вод, які вносили глинистий матеріал і частково розчиняли верхню частину карналітового осаду. Надалі з підвищенням концентрації розсолів унаслідок випаровування і часткового розчинення донних осадів глинистий матеріал швидко коагулював і осаджувався, покриваючи донні соляні відклади й уберігаючи карналіт від повного розчинення. Таку схему осадоутворення під час утворення карналітових пластів зі значною домішкою глинистого матеріалу запропонував Ю. Лупінович, вивчаючи карналітовмісні породи західної частини Прип'ятської западини.

Бішофітова порода має обмежене поширення. Вона утворює прошарки, лінзи і гнізда серед соляних порід у деяких родовищах калійних солей сульфатно-хлоридного типу. В соленосних відкладах, поширених на території Волгоградського Поволжя, і в деяких соляних куполах Прикаспійської западини виявлено великі поклади майже мономінеральної бішофітової породи, яка вміщує 95–98 % бішофіту. Бішофіт трапляється в парагенезисі з карналітом, кізеритом, галітом, сильвіном, полігалітом і ангідритом. У бішофітовій породі карналіт нерідко є породоутворювальним мінералом. Колір породи зумовлений кількістю і складом домішки. Мономінеральна бішофітова порода, яка не вміщує домішки, безколірна, водяно-прозора.

Текстура породи масивна, рідше плямиста і шарувата. Структура різнозерниста – зазвичай, середньо- і крупнозерниста. Форма зерен неправильна і лише в окремих випадках виявлено ідіоморфні зерна бішофіту з добре розвинутими гранями по (001). У деяких зернах у шліфах зафіксовано полісинтетичні двійники, утворені під тиском. Детальні дослідження бішофітових і бішофітовмісних порід Приволзької моноклінали виконала Т. Жаркова (1976).

У всіх досліджених родовищах бішофітова порода визначена як седиментаційне утворення, яке виникло в останню (евтонічну) стадію

кристалізації ропи солеродного басейну. Про це свідчать поширене залягання бішофітової породи, значна потужність шарів (до 35–40 м) і поступові переходи у підстильні та перекивні породи. Окремі невеликі скупчення та гнізда бішофіту серед карналітової породи утворились під час розкладання карналіту в період діагенетичних та катагенетичних змін порід соляної товщі.

Лангбейнітова порода не мономінеральна, у її складі, крім лангбейніту, є галіт. Залежно від переважання того чи іншого мінералу виділяють галіт-лангбейнітову або лангбейніт-галітову відміни. Звичайною домішкою є: полігаліт, сильвін та глиниста речовина. Колір породи фіолетово-, рожево-сірий і жовтувато-рожевий зумовлений складом домішки. Світло-фіолетове забарвлення створює манган, який входить у ґратку лангбейнітових кристалів у вигляді ізоморфної домішки. Сірі тони спричинені розпилюваною домішкою переважно глинистого матеріалу. Текстура лангбейнітової породи частіше брекчієподібна або шарувато-брекчієподібна. Структура склоподібна, різнозерниста, порфіроподібна й ідіоморфнозерниста.

Щодо умов утворення лангбейнітових порід є різні думки. В. Лобанова (1969) на підставі петрографічних досліджень зачислила їх до первинних відкладів. Тієї ж думки дотримується Я. Яржемський (1974). М. Валяшко (1975) вважає, що лангбейніт утворюється в озерній стадії існування басейну і є діагенетичним мінералом, який виник з раніше відкладених мінералів (сильвіну, епсоміту, тетра- і гексагідрату). Аналогічної думки С. Ходькова (1979), яка детально вивчала літологію і петрографію галогенних порід Передкарпаття.

У групі *лангбейніт-каїнітових порід* головними породоутворювальними мінералами є лангбейніт, каїніт, галіт, а також кізерит, полігаліт і сильвін. Характерний вищий (порівняно з лангбейнітовою породою) вміст домішки глинистої речовини. Колір неоднорідний, це червонувато-жовті з сірим відтінком породи. Текстура брекчієподібно-шарувата і брекчієподібна. Нечітка шаруватість зумовлена чергуванням вторинних соляних прошарків шароподібних тіл з порушеними первинними соляними прошарками, прошарками соляної глини й алевроїту. Структура породи різнозерниста, переважно дрібно- і середньозерниста.

Каїнітова порода складається з каїніту, галіту й алевроліто-глинистого матеріалу. Трапляється домішка карналіту, полігаліту й ангідриту. Лангбейніт не виявлено. Колір породи жовтувато-сірий, іноді з червоним відтінком, зумовленим наявністю оксидів заліза у вигляді тонких плівок, що покривають зерна і поверхні зернистих агрегатів. Якщо галіт, який входить до складу породи, частково забарвлений у синій колір, то порода набуває блакитного відтінку. Текстура породи

неясношарувата, брекчієподібно-шарувата або брекчієподібна. Структура різнозерниста з переважанням дрібнозернистої, іноді орієнтована і радіально-променева.

Є різні погляди на утворення каїнітової породи. М. Коробцова, С. Кореневський (1973), В. Лобанова (1969) і Я. Яржемський (1974) зачислили її до первинноседиментаційного утворення. М. Валяшко (1975), визнаючи наявність первинної каїнітової породи, вважає, що основна маса її утворена в процесі діагенезу з раніше відкладених сильвіну та гексагідриту. С. Ходькова відносить каїнітові породи Передкарпатських родовищ до постседиментаційних (вторинних) утворень, які виникли в процесі перетворення соляних мінералів.

Полігалітова порода має досить значне поширення. Серед соляних відкладів сульфатного типу трапляються вкраплення, жовна, лінзи, шароподібні прошарки і шари потужністю від часток міліметра до декількох десятків метрів, складені мономінеральною полігалітовою породою. Колір її – від світло- і жовтувато-сірого до бурувато-рожевого і цегляно-червоного. Домішками є ангідрит, галіт, часто сильвін і карбонатно-глинистий матеріал, нерідко озалізнений. Текстура породи масивна, шарувата, неясношарувата, каркасна, плямиста. Структура мікро- і тонкозерниста (зазвичай різнозерниста); трапляються ділянки зі сплутано-волокнистою і радіально-променевою будовою, які виникли під час перекристалізації. Для зерен і кристаликів полігаліту характерна двійникова будова. У деяких полімінеральних соляних породах полігаліт відіграє роль породоутворювального мінералу: це полігаліт-галітова, полігаліт-галіт-ангідритова породи і полігалітовий сильвініт.

За даними А. Іванова (1975), В. Герасимової, М. Валяшка (1975), С. Кореневського (1973), М. Воронової (1972) і багатьох інших, значні скупчення полігалітової породи утворились унаслідок кристалізації з ропи басейну, яка вміщувала калій і магній, у разі надходження до неї порівняно розведених сульфатно-кальцієвих вод. Дані численних петрографічних досліджень засвідчили, що в полімінеральних соляних породах полігаліт, який утворює жовна, лінзи і шароподібні тіла, є постседиментаційним утворенням, яке виникло з сильвіну, каїніту, лангбейніту, глазериту й ангідриту. Отже, постседиментаційна полігалізація сульфатних калійних порід має широкий розвиток.

Кізеритова порода не є поширеною. Вона утворює гнізда, скупчення неправильної форми і прошарки серед соляних порід сульфатного типу. В цехштейнових родовищах Німеччини кізерит як породоутворювальний мінерал в асоціації з галітом і сильвіном утворює так звану тверду сіль (хартзалць). Мономінеральна кізеритова порода світло-сіра з жовтуватим та зеленкуватим відтінком. Текстура її масивна, рідше – пля-

миста та неясношарувата. Структура мікрозерниста. Зернисті агрегати, що входять у масу галіту або сильвіну, – це зростки різних за розміром і формою зерен кізериту. Іноді скупчення, складені кізеритом, мають оолітоподібну або радіально-променеву структуру.

У кізеритовій породі як домішка наявні галіт, карналіт, полігаліт, ангідрит і карбонатно-глиниста речовина. За значного вмісту в породі галіту і карналіту виділяють кізерит-галітовий, галіт-кізеритовий і галіт-карналіт-кізеритовий різновиди порід, для яких характерні неоднорідне забарвлення і брекчієподібна текстура та різнозерниста структура.

Передкарпатським родовищам властиві парагенезис кізериту з лангбейнітом. Різні кількісні співвідношення кізериту і лангбейніту С. Ходькова (1979) пояснила різною інтенсивністю процесу кізеритизації, який починається з периферійних частин окремих лангбейнітових кристалів та уламків лангбейнітових шарів, і, поступово розвиваючись, захоплює глибші зони, іноді лангбейнітові шари повністю заміщені кізеритом.

М. Валяшко (1975) вважає, що кізерит утворюється в солеродних басейнах морського походження на стадії раннього діагенезу і є продуктом збезводнювання гексагідриту. Кізеритова порода, яка утворює самостійні прошарки, можливо, є первинним седиментаційним утворенням. С. Ходькова доводить, що процес кізеритизації лангбейніту відбувався в уже сформованій шаруватій породі під дією маточних розсолів. Про це свідчить кавернозна і каркасна текстура лангбейніт-кізеритових шарів.

Глауберитова порода не мономінеральна, вона вміщує домішку карбонатно-глинистої речовини, ангідриту, галіту, гіпсу й іноді алевритового матеріалу. Текстура породи масивна і шарувата. Структура тонко-, дрібно- і середньозерниста, часто радіально-променева і радіально-пучкоподібна. У зернах і кристалах глаубериту іноді простежується зональна будова і двійники (прості та полісинтетичні). Глауберит трапляється в парагенезисі з галітом, тенардитом, мірабілітом, астраханітом, гіпсом, ангідритом, гергеїтом, полігалітом і сильвіном.

Умови залягання і мінералого-петрографічні особливості глауберитової породи дали змогу В. Щербині (1956), який вивчав глауберитові породи, зробити припущення про безпосередню кристалізацію глаубериту з ропи солеродного басейну. На його думку, умовою, яка необхідна для утворення значної кількості глаубериту як продукту безпосередньої кристалізації з розчинів, є постійне і безперервне надходження в сульфатно-натрієві (або сульфатно-хлоридно-натрієві) розчини такої кількості розчиненого сульфату кальцію, яка створювала б

і підтримувала його концентрацію на рівні, потрібному для утворення глаубериту. За висновком М. Коробцової, глауберит у Передкарпатських родовищах утворюється завдяки дії розчинів, насичених хлористим натрієм, на полігаліт-ангідритову породу (скупчення і гнізда), що свідчить про його вторинність.

Тенардитова, мірабілітова й астраханітова породи у викопних родовищах виявлені лише в декількох місцях земної кулі, головню, серед континентальних відкладів і дуже зрідка серед морських. Вони мають локальне поширення і простежуються у вигляді великих гнізд, включень і лінзоподібних прошарків.

Тенардитова порода, вивчена в неогенових відкладах міжгірських западин Тянь-Шаню, має масивну текстуру і різнозернисту структуру з переважанням середньо- і крупнозернистих відмін. Колір породи світло-жовтий, жовтий і жовтувато-сірий. На поверхні буває білий порошковий наліт безводного сульфату натрію.

Питання про умови утворення тенардитової породи остаточно не вирішене. В. Щербина (1956), наводячи низку переконливих доказів, що ґрунтуються, головню, на петрографічних дослідженнях, наголосив на первинності цієї породи. Однак переважно крупнокристалічна структура породи, а також те, що в кристалах тенардиту і галіту нема зональності чітко вираженої шаруватості, свідчать, що тенардитова порода є продуктом діагенетичної дегідратації мірабіліту.

Мірабілітова порода трапляється, головню, у сучасних самосадних озерах. У викопних родовищах мірабіліт перебуває разом з галітом, тенардитом і астраханітом; як гіпергенний мінерал він наявний у верхніх горизонтах покладів сульфатних, калійних солей, змінених унаслідок процесів гіпергенезу.

Мономінеральна мірабілітова порода безбарвна, льодяно-прозора, іноді рожева і мутна. Текстура масивна, плямиста і нечіткошарувата. Структура різнозерниста, переважно середньо- і крупнозерниста. Зазвичай, порода слабо зцементована і легко розсипається на окремі зерна. Глиниста речовина утворює домішку, розташовуючись у проміжках між зернами мірабіліту і забруднюючи породу, а також групується у тонкі прошарки. На Тянь-Шанських родовищах мірабіліт як породоутворювальний мінерал входить до складу порід зони поверхневого звітрювання глауберитової породи. У глинисто-гіпсо-мірабілітовій породі мірабіліт або є цементувальною масою, або утворює лінзи, прошарки і прожилки, які виклинюють у січних тріщинах. У соленосних відкладах Передкарпаття поклади мірабіліту трапляються в зоні “соляного капелюха”. Тут вони є продуктом розкладання шеніту і лангбейніт-каїнітових порід. У Нордвіцькому соляному куполі мірабіліт виявлено серед покрив-

ного гіпсу, він утворений унаслідок взаємодії сульфатно-кальцієвих і хлоридно-натрієвих розсолів на контакті ангідритно-гіпсових порід з кам'яною сіллю. Мабуть, основна маса мірабіліту у викопних соляних родовищах – вторинного походження.

Астраханітова порода у викопних родовищах трапляється рідше, ніж тенардитова і мірабілітова. Астраханіт, як і тенардит та мірабіліт, є мінералом переважно сучасних соляних озерних відкладів, де утворює шари, які чергуються з шарами галіту. Викопна астраханітова порода відома в Прикопетдазькому (родовище Узун-су) та Приаральському районах, у соленосних відкладах Кетменьтюбинської западини (Тянь-Шань) і в зоні звітрювання в Передкарпатських родовищах.

Ця порода безбарвна, водяно-прозора, іноді з блакитним відтінком. Текстура масивна. Структура різнозерниста – від дрібно- до крупнозернистої. Астраханітова порода має вторинне походження: вона утворюється внаслідок дії магнезійних сульфатних розчинів на натрієвімісні солі.

Крім перелічених вище, зрідка трапляються і не мають суттєвого практичного значення сульфатні породи – *леонітова, шенітова, глазеритова, епсомітова* та ін.

Серед галогенних відкладів значно поширені самородна сірка, цестин, барит, флюорит (О. Хмелевська, А. Побережський, 2001). За даними 1981 р., у Німеччині в товщі галогенних порід виявлено пласт карбонатно-флюоритової породи потужністю до 8–12 м, що може мати важливе практичне значення. Цінними є знайдені в соляних породах сполуки бору, бром, рубідію.

У соляних породах поряд з жовтовими боратами зрідка трапляються прошарки, сформовані майже мономінеральним борацитом, преображенськітом, ашаритом, сульфоборитом. Унаслідок звітрювання над бороносними ділянками соляних порід формуються бороносні кепроки.

Під час вивчення соляних порід треба пам'ятати про гігроскопічність багатьох соляних мінералів. Керн та взірці соляних порід, які вміщують гігроскопічні мінерали, необхідно оберігати від впливу вологого повітря (парафінувати в процесі відбору та зберігати в сухому приміщенні).

14.4. Поширення і практичне застосування соляних порід

Найбільше поширені родовища кухонної солі (кам'яної і самосадної) як у шкалі геологічного часу, так і в просторі. Поклади кам'яної солі виявлені у відкладах майже всіх геологічних систем – від нижнього кембрію і до четвертинного часу. Припускають, що соленагромаджен-

ня відбувалося і в докембрії, однак збереглися лише слабкі його сліди. Мабуть, не є соленосними лише відклади ордовику. Поклади кам'яної солі поширені на всіх континентах, виключаючи Антарктиду, причому найбільше солі нагромадилось у басейнах Євразії (понад 80 % від загальних запасів у фанерозі). За орієнтовними підрахунками, геологічні запаси кухонної солі в родовищах на всій суші Землі досягають $12-14 \cdot 10^{15}$ т.

Родовища калійних і калійно-магнієвих солей теж дуже поширені, проте поступаються кам'яній солі. У шкалі геологічного часу вони відомі, як і родовища кам'яної солі, у всіх системах, крім ордовицької. Найбільше поширені й мають найбільші запаси родовища калійних солей пермського віку. Особливо сприятливими епохами для формування потужних і поширених на великих площах покладів калійних солей були, крім пермської, пізньодевонська і пізньоюрська. Родовища калійних солей є на всіх континентах Землі, крім Австралії й Антарктиди. Загальні геологічні запаси калійних та калійно-магнієвих солей за орієнтовними підрахунками, становлять понад $1\ 100 \cdot 10^9$ т, причому понад 81 % з них представлені хлористими солями. Щодо загальних геологічних запасів кам'яної солі запаси калійних солей становлять усього 0,01 %.

Як кам'яна (кухонна) сіль, так і калійні та калійно-магнієві солі – це корисні копалини, які мають важливе господарське та промислове значення. Найбільшу кількість (до 65 %) кухонної солі використовують у побуті та харчовій промисловості. Для різних технічних цілей витрачають 30–35 % видобутої кухонної солі. Налічують понад 1 500 виробництв, у яких застосовують сіль і продукти її переробки. Сіль слугує сировиною для одержання всіх сполук, до яких входять натрій або хлор.

Основним споживачем калійних солей є сільське господарство, де калій, поряд з фосфором та азотом, застосовують для удобрення ґрунтів. Для цього витрачають понад 95 % світового видобутку калійних солей. Решту калійних солей споживає хімічна промисловість, яка випускає декілька десятків продуктів, у яких основною складовою є калій.

З промисловою переробкою калійно-магнієвих солей (головно, карналітової сировини) пов'язане виробництво металевого магнію, який широко застосовують у всіх виробках, де необхідно поєднати велику міцність з низькою питомою вагою (авіаційна й автомобільна промисловості та ін.).

Контрольні питання

1. Визначення соляних порід (евапоритів) і їхня класифікація.
2. Головні мінерали евапоритів.
3. Особливості методики вивчення евапоритів.
4. Загальна характеристика сульфатних евапоритів.
5. Гіпси, ангідрити, гіпсоангідрити, їхня структура, текстура, кристалооптичні властивості.
6. Загальна характеристика хлоридних евапоритів.
7. Кам'яна сіль (галіт), структура, текстура, кристалооптичні властивості, домішки, вторинні зміни.
8. Характеристика сильвінітів.
9. Головні типи соляних порід і їхня характеристика.

15. Фосфатні породи

15.1. Визначення і принципи класифікації фосфатних порід

До фосфатних порід належать різні осадові утворення морського і наземного походження: пластові та конкреційно-жовнові фосфорити, кістяні брекчії та ін. Звично до фосфатних порід зачисляють осадові утворення, які вміщують не менше 10 % P_2O_5 . Кларк P_2O_5 в глинах – 0,17 %, у вапняках – 0,04 %. Породи з 19,5 % P_2O_5 уміщують майже 50 % фосфату кальцію. За зовнішнім виглядом і текстурами вони можуть бути дуже різноманітними. Трапляються породи білого, сірого, темно-, зеленкувато-сірого та інших кольорів, щільні (зливні), пористі й пухкі, які нагадують аргіліти, пісковики і вапняки. Серед фосфатних осадових утворень дуже широко розвинуті різноманітні конкреції і жовна.

Фосфорити складаються з кальцієвих фосфатів, які належать до групи апатиту, точніше – фторапатиту. Це біогенні і хемогенні мінерали, у яких фосфор входить до складу організмів, особливо – їхнього скелета. Сполуки фосфору, головню, у вигляді фосфорного ангідриду (ортофосфорна кислота), маючи незначну розчинність, можуть насичувати деякі ділянки гідросфери і випадати хімічним способом.

Відомі фосфорити з XVIII ст., їх досліджують з середини XIX ст. Перший хімічний аналіз опублікований у 1845–1846 рр. О. Ходневим і О. Кейзерлінгом (М. Швецов, 1958). Великий внесок у вивчення фосфоритів зробили А. Архангельський, Г. Батурін, П. Безруков, Г. Бушинський, Б. Гіммельфарб, Е. Єганов, А. Ільїн, А. Казаков, Н. Красильников, В. Лібрович, М. Логвиненко, В. Покришкін, В. Самойлов, А. Соколов, Н. Шатський, В. Фролов, Е. Школьник, А. Енгельгардт, Н. Юдін, А. Яншин та інші, а також Л. Кайє, П. Кук, А. Лакруа,

В. Мак-Кілві, О. Фішер, Д. Мак-Коннел, Г. Мансфелд, А. Роджерс, К. Хайес, Р. Шелдон та ін.

Детальну генетичну класифікацію фосфоритів розробили А. Казаков (1939), а потім Г. Бушинський (1945, 1966). За місцем утворення фосфорити розділено на морські та континентальні. За способом утворення: 1) суто органогенним способом, 2) хімічним випаданням. Хімічне випадання має практичне значення, оскільки більшість фосфоритів утворилася саме так.

Морські хімічні фосфорити поділяють на два головні типи:

- 1) конкреційні, платформні, серед яких виділяють два різновиди: а) звичайні, жовново-конкреційні, складені (за Б. Бушинським) курськітом; б) конкреційні, складені з даліт-фторapatиту;
- 2) пластові геосинклінальні, складені з колофану (франколіту). Вони утворюють досить потужні скупчення і залягають серед карбонатних порід.

М. Логвиненко запропонував класифікацію фосфатних порід, що ґрунтується на генезисі, мінералогічному складі й текстурно-структурних ознаках (табл. 15.1).

В. Фролов вважає, що оскільки мінералогічно фосфорити одноманітні (усі вони складаються з мінералів групи апатиту, точніше – фторapatиту), а відміни мінеральних видів усередині цієї групи не різкі і фосфорити часто поліфосфатні, то *основна класифікація їхня структурна* (табл. 15.2). Їхні структурні типи різноманітні, і фосфорити за цією ознакою лише трохи бідніші, ніж вапняки. Більшість типів і груп цих порід аналогічна. Як і вапняки, їх розділяють перш за все на *пелітоморфні* (іноді афанітові) і *фанеромірні*, тобто яснозернисті. Під мікроскопом перші є *біоморфними*, а саме – раліолярієвими (наприклад, верхньоволзькі – юра, Підмосков'я), і *мікрозернистими* – мікроолітовими й уламково-алевритовими та просто *безструктурними*, “суцільними”.

Фанеромірні фосфорити – це перш за все найцінніші й поширені зернисті, тобто майже винятково піщані за структурою породи з розміром зерен від 0,05 до 2,0 мм. До них належать і рідкісніші жорств'яні або гравійні фосфорити, які часто також вважають зернистими. Більш грубоуламкові – брекчієві, конглобрекчієві й конгломератові – частіше представлені жовновими й конкреційними фосфоритами і лише в досить рідкісних випадках, за явної кластованості первинних тіл і необкатаності уламків, – власне брекчієвими. Розмір уламків і жовен, як і найбільш правильних конкрецій, зрідка перевищує 10–15 см. Звичай, вони менше 5 см.

Т а б л и ц я 15.1

Класифікація фосфатних порід, за М. Логвиненком, 1984

Генезис	Мінеральний склад		
	далітові, курськітові	франколітові, колофанітові	гідроксилаптитові
<i>Хемогенні, біохемогенні</i> Морські шельфові	Жовново-конкреційні, конкреційні	Пластові	
Мілководні й лагунно-затокові	Конкреційні, жовнові, копролітові	Пластові	
Континентальні, у тому числі кори звітрювання	Острівні, карстові й натічні – метасоматичні (у тому числі пов'язані з гуано)		
<i>Біогенні</i> Морські	Фосфатизовані черепашники	Фосфатизовані черепашники	Кістяні брекчії, фосфатизовані рештки організмів (діатомей, форамініфер)
Алювіально-озерні			Кістяні брекчії, головно, з кісток риб
Печерні			Кістяні брекчії з кісток хребетних
<i>Уламкові-механічні</i> Морські	Продукти перемивання давніх фосфоритів	Продукти перемивання давніх фосфоритів	
	Галечники, гравій, пісок, конгломерати, гравеліти, пісковики	Галечники, гравій, пісок, конгломерати, гравеліти, пісковики	
Континентальні	Те саме	Те саме	

За характером зерен та уламків розрізняють власне уламкові, оолітові, пізолітові, пелетові, або копролітові, черепашкові, губкові, кістяні брекчії (зазвичай, це жорстваки) та інші, а також уже згадані в гранулометричній класифікації жовнові й конкреційні. *Жовна* – також конкреції, однак менш правильні, які нерідко внаслідок вторинного свердління, кластування, розчинення, обкатування частково втратили первинну форму. Поділ на жовна і конкреції, отже, нечіткий, умовний, хоч і корисний. Конкреційні фосфорити, особливо перемиті й вторинно відвантажені (сконденсовані), як, наприклад, в основі верхньої крейди на Поділлі, на південному заході Руської плити (материнськими

були вендські глини з великою кількістю правильних фосфоритових конкрецій діаметром до 15 см), виглядають справжніми конгломератами ніби з ідеально обкатаними, кулеподібними гальками, хоча практично ніякого обкатування не відбувалось, перенесення було недалеким (по суті, відвантаження на місці), ідеальна кулеподібна форма конкрецій не викривлена, так що генетично це швидше “брекчії”, а не конгломерати.

Т а б л и ц я 15.2

Структурна класифікація фосфоритів, за В. Фроловим, 1992

<p>А. ПЕЛІТОМОРФНІ</p> <p>I. Біоморфні: радіолярієві, форамініферові (?), водоростеві.</p> <p>II. Абіоморфні</p> <p>1. Безструктурні аморфні (“суцільні”).</p> <p>2. Мікрозернисті:</p> <p>1) мікросфероагрегатні:</p> <p>а) мікропелетові,</p> <p>б) мікроолітові,</p> <p>в) мікросферолітові та ін.;</p> <p>2) мікроуламкові – алевритові (тобто мікрокластові).</p> <p>Б. ФАНЕРОМІРНІ, тобто ЯСНОЗЕРНИСТІ</p> <p>I. Біоморфні</p> <p>1. Черепашкові:</p> <p>1) брахіоподово-стулкові (оболові та ін.),</p> <p>2) амонітові,</p> <p>3) пелециподові,</p> <p>4) змішані молюскові.</p> <p>2. Губкові.</p> <p>3. Строматолітові.</p> <p>4. Кістяні брекчії.</p> <p>II. Абіоморфні</p> <p>1. Сфероагрегатні:</p> <p>1) оолітові,</p> <p>2) пелетові (копролітові),</p> <p>3) сферолітові (і оолітово-сферолітові),</p> <p>4) конкреційні,</p> <p>5) жовнові.</p> <p>2. Уламкові:</p> <p>1) грубоуламкові (псефітові):</p> <p>а) брекчієві,</p> <p>б) конглобрекчієві,</p> <p>в) конгломератові;</p> <p>2) крупноуламкові:</p> <p>а) жорстові,</p> <p>б) гравійно-жорстові,</p> <p>в) гравійні;</p> <p>3) середньоуламкові (псамітові) – піщані відміни крупності;</p> <p>4) змішані, несортвані.</p>

Фосфорити, крім того, класифікують за домішками і геологічною формою залягання, що вже передбачає безпосередній перехід до генетичних класифікацій (В. Фролов) (табл. 15.3, 15.4).

Таблиця 15.3

Класифікація фосфоритів за домішками

- | |
|--|
| <p>А. Чисті (домішок до 5 % або до 10 %)</p> <p>Б. Кременисті (домішок 5–20 %) і сильнокременисті (кремневі, 20–40 %).</p> <p>В. Карбонатні: вапнисті й вапняні; доломітисті й доломітові.</p> <p>Г. Глинисті та сильноглинисті.</p> <p>Д. Піщані: глауконітові, кварц-глауконітові й кварцові.</p> <p>Є. Вуглецеві.</p> |
|--|

Таблиця 15.4

Класифікація фосфоритів за геологічною формою залягання

- | |
|--|
| <p>А. Розсіяно-зернисті: оолітові, конкреційні, жовнові, уламково-зернисті.</p> <p>Б. Лінзоподібні, жильні, гніздові, крупножовнові.</p> <p>В. Пластові: пелітоморфні, зернисті (оолітові, уламково-піщані), жовнові, конкреційні, крупно-грубоуламкові, біоморфні (черепашкові, губкові, кістяні брекчії, строматолітові, копролітові).</p> |
|--|

15.2. Основні методи дослідження фосфатних порід

Головними породоутворювальними мінералами фосфоритів є мінерали групи апатиту (гідроксилапатит, даліт (подоліт), курськіт, франколіт, колофаніт), а також карбонати Са, Mg, Fe і глауконіт. Другорядні мінерали представлені опалом, халцедоном, кварцом, сульфідами заліза і важких металів. Усі ці мінерали, за винятком глауконіту і кварцу (можуть бути алотигенними й аутигенними), є аутигенними – утвореними на місці в процесі діагенезу осаду і подальших змін порід. Фосфорити вміщують органічну речовину й алотигенні – теригенні – домішки піщаної, алевритової та пелітової розмірності: кварц, польові шпати, слюди, уламки порід, глинисті й акцесорні мінерали.

Фосфорити різноманітні за зовнішнім виглядом, кольором і фізичними властивостями. Серед них трапляються породи білого, сірого, темно-сірого, чорного, бурого і зеленкувато-сірого кольору. Вони можуть бути схожими на уламкові, карбонатні й кременисті породи, серед яких їх виявляють. Текстури і структури фосфоритів шаруваті, конкреційні, оолітові, псевдооолітові, сферолітові, органогенні (черепашкові), псевдоорганогенні, уламкові.

Коротка характеристика породоутворювальних мінералів наведена в табл. 15.5.

Т а б л и ц я 15.5

Основні фосфатні мінерали

Мінерал	Хімічна формула	Ступінь кристалічності	n_g	n_p	$n_g - n_p$
Колофан	$\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,2}\text{C}_{0,8}\text{F}_{1,8}(\text{OH})$	Аморфний	1,60	1,62	Немає
Гідроксил-апатит	$\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}(\text{OH})_2$ або $\text{Ca}_{10}(\text{OH})_2(\text{PO}_4)_6$	Напів-кристалічний	1,657	1,653	0,004
Карбонат-апатит	$\text{Ca}_{10}\text{P}_5\text{CO}_{24}(\text{OH})_3$	-, -	1,632	1,625	0,007
Курськіт	$\text{Ca}_{10}\text{P}_{4,8}\text{C}_{1,2}\text{O}_{22,8}\text{F}_2(\text{OH})_{1,2}$	-, -	1,597– 1,610	1,590– 1,602	0,007– 0,008
Франколіт	$\text{Ca}_{10}\text{P}_{5,2}\text{C}_{0,8}\text{F}_{1,8}(\text{OH})$ або $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}_2\text{OH}_2, \text{CO}_3\text{O})$	-, -	1,610– 1,630	1,605– 1,614	0,005– 0,006
Фторапатит	$\text{Ca}_{10}\text{P}_6\text{O}_{24}\text{F}_2$	Повно-кристалічний	1,633– 1,669	1,631– 1,665	0,002– 0,005

Даліт (подоліт) – безбарвний або жовто-бурий ($n_g = 1,635-1,598$, $n_p = 1,631-1,592$, $n_g - n_p = 0,004$, одновісний, іноді псевдодвовісний), густина – $3,08-3,12$ г/см³, склад $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3$, розчиняється в НСІ.

Курськіт – безбарвний, сірий ($n_m = 1,595-1,600$, двозаломлення $0,007$), частіше колоїдний та ізотропний, рідше – кристалічний мікрозернистий або радіально-променевиий, густина – $2,9-3,0$ г/см³, склад змінний, розчиняється в НСІ.

Франколіт (штафеліт) – безбарвний, сірий ($n_g = 1,614-1,627$, двозаломлення $0,004-0,009$, одновісний від’ємний), густина – $3,1-3,2$ г/см³, склад $\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{F}_2\text{OH}_2, \text{CO}_3\text{O})$, розчиняється в НСІ.

Колофаніт – безбарвний або жовто-бурий, колоїдний – ізотропний ($n = 1,570-1,630$), густина – $2,6-2,9$ г/см³, склад такий же, як франколіту, розчиняється в НСІ.

Апатит – безбарвний, бурий, іноді плеохроїчний (одновісний, $n_g = 1,634-1,667$, $n_p = 1,629-1,664$, $n_g - n_p = 0,004$), густина – $3,18-3,21$ г/см³, склад $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_4(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$, розчиняється в НСІ.

Власне апатит трапляється в найбільше змінених фосфоритах, у платформних мезозойських і кайнозойських відкладах, рідкісний, може траплятися серед теригенних домішок, уламковий.

Вивчення у шліфах – обов’язковий метод, який порівняно просто дає змогу визначити фосфат навіть в одиничних зернах і з’ясувати його

кристалічність: аморфність, напівкристалічність і повну кристалічність. Колофан можна прийняти за опал, проте він часто забарвлений у жовтий і коричневий кольори; найрізкіша відміна – позитивний рельєф ($n > 1,600$). Іншої такої аморфної речовини немає. Тонкофіброві напівкристалічні, або колоїдально-кристалічні, мінерали подібні до халцедону за сірими кольорами інтерференції, однак різко відрізняються вищим (приблизно 1,61–1,63) показником заломлення. Апатит, зазвичай, мікрозернистий і волокнистий, його визначають за низькими, сірими кольорами інтерференції і досить низьким ($n = 1,633–1,642$) для важких мінералів показником заломлення. Він безбарвний або слабко зеленкуватий, одновісний, загасання пряме.

У шліфах на тлі фосфату легко визначати багато інших мінералів: кварц, глауконіт, кальцит, доломіт, пірит та інші аутигенні, едафогенні, теригенні, глинисті й органічні.

Однак найбільше *визначення в шліфах дає для розуміння історії формування породи* (разом з макроскопічним вивченням і пришліфовуванням). Чітко визначена багаторангова уламкова структура більшості фосфоритів, без сумніву, свідчить про багаторазове перемивання матеріалу. Послідовно розплутуючи “вкладеність” одних уламків в інші, іноді три-чотириразову (фосфорити першої генерації у вигляді уламків утворюють фосфорит другої генерації, часто з новим фосфатним цементом, цей фосфорит також кластований і утворює уламковий фосфорит третьої генерації і т. д.), відновлюють особливості формування на кожному етапі довгої історії визрівання фосфоритів як руди. У цьому разі одним з основних рудоутворювальних процесів є підводне звітрювання, яке складається з фаз гальміролізу (сингенезу, за Л. Рухіним) і перемивання, тобто механічного конденсації.

Під час вивчення у шліфах фосфоритів, як і кременів, алітів, ферилітів та інших порід, *визначають кристалічну інверсію*: чим пізніше виділився фосфат, тим він більше розкристалізований, тобто ступінь його кристалічності часто обернено пропорційний до тривалості його існування і швидкості його утворення. Базальний цемент, зазвичай, колофановий, аморфний, а плівковий – уже кристалічний і переходить у кірковий.

Імерсійний метод – простий і точний спосіб визначення мінералів фосфоритів, особливо фосфатних. Показники заломлення практично всіх фосфатних мінералів є в межах звичайних імерсійних рідин (1,58–1,64), тому їх можна досить точно визначити (див. табл. 15.5). Відповідно, знаючи заломлення, можна орієнтуватись і в хімічному складі фосфату. Приготування препарату нескладне: достатньо відламати від взірця крихту породи і роздавити її між двох предметних стекол. Для вивчення поверхні кварцових, глауконітових або інших зерен і біофрагментів

(слідів розчинення, механічних ударів тощо) їх вилучають з породи голками і вивчають окремо, доповнюючи оглядом під бінокелем.

Хімічний склад чистого фторапатиту: CaO – 55,5 %, P₂O₅ – 42,3, F – 3,8 %. Однак фосфорити мають змінний хімічний склад, який часто значно відрізняється від стехіометричного (табл. 15.6).

Це пояснюють перш за все широко розвинутим ізоморфізмом, тому у фосфоритах виявляють не тільки CaCO₃, Ca(OH)₂, а й VO₄, As₂O₄, SO₂, як і CO₃, які заміщують PO₄, а також Cl, OH, які частково або повністю заміщують F, невелику кількість Mg, Mn, Sr, Pb, Na, U, Ce, V та інших рідкісних земель, які заміщують Ca. Ванадій та уран у фосфоритах часто становлять промисловий інтерес. Вміст урану коливається від 0,001 до 0,060 %, причому він прямо пов'язаний з вмістом фосфору. Рідкісних земель у середньому концентрується 0,06–0,10 %. Наявність берилію фіксують до 10 г/т, а у фосфоритах з кір звітрювання – до сотень грамів на тону. У складі сульфідів, у піриті, оксидах заліза і в “розсіяному” вигляді трапляються у підвищених кількостях також Zn, Cu, Se, V, Pb та ін.

Таблиця 15.6

Хімічний склад фосфоритів, % (з М. Логвиненка, 1984; М. Швецова, 1958 та ін.)

Оксиди	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	3,25	47,01	12,46	3,80	0,17	–	2,50	64,51	–	3,65
TiO ₂	0,07	0,11	0,10	–	–	–	0,02	–	–	–
Al ₂ O ₃	0,23	0,70	3,06	0,81	0,02(Al)	1,59	0,32	1,15	–	0,29
Fe ₂ O ₃	2,50	2,37	2,34	0,61	–	1,61	0,27	0,59	–	1,46
FeO	–	–	2,81	0,30 (FeS ₂)	0,05(Fe)	–	–	–	–	0,07
MnO	0,20	0,05	0,16	0,07	–	–	–	–	–	0,05
CaO	49,79	24,01	37,17	48,75	33,15(CaO)	50,21	52,5	14,76	53,70	51,6
MgO	0,35	0,42	0,80	2,53	1,02(Mg)	1,63	0,08	0,50	0,80	0,03
P ₂ O ₅	36,18	15,61	23,47	34,29	32,09	26,65	35,2	10,84	37,90	38,4
Na ₂ O+K ₂ O	0,30	1,07	1,86	0,26	–	–	0,95	–	0,28	0,34
F	0,57	1,88	2,59	3,49	3,02	2,92	4,00	0,70	4,30	
SO ₃	–	1,20	1,36	0,85	0,73	1,63	–	–	–	–
П.п.п.	6,29	5,33	9,25	4,37	11,50	–	6,26	–	–	–
CO ₂	–	–	–	–	–	10,27	2,76	1,02	2,30	0,90
Н.з.	–	–	–	–	–	3,78	–	67,24	–	–

Примітка. Породи: 1 – фосфоритова конкреція, Поділля; 2 – жовна кварцово-піскуватого фосфориту, К₂, сеноман, Брянськ; 3 – жовна глауконіто-глинистого фосфориту, К₁, валанжин, р. Вятка; 4 – пластовий фосфорит, Каратау, Казахстан; 5 – фосфоритова конкреція з діатомового мулу шельфу Південно-Західної Африки, глибина – 91 м (середнє за сімома аналізами); 6 – пелітоморфні фосфорити, Р, артинський ярус, Приуралля; 7 – пелетові (зернисті) фосфорити, Р, Фосфорія, США; 8 – черепашкові фосфорити, О, Маарду, Таллінн; 9 – зернисті фосфорити, К₂, Марокко; 10 – пелетові (зернисті) фосфорити, Австралія, басейн Джорджина.

Для діагностики фосфатних мінералів застосовують також *рентгеноструктурний аналіз*. Апатит і мінерали групи апатиту осадового походження дають інтенсивні рефлекси в ділянці 0,276, 0,197, 0,184 нм (параметри елементарної комірки: $a = 0,930$; $c = 6,87$ нм).

Фосфорити, зазвичай, уміщують низку рідкісних і розсіяних елементів (Sr, Ba, V та ін.), а також елементи радіоактивного ряду і рідкісні землі. З огляду на це, крім простого хімічного аналізу (визначення нерозчиненого залишку, P_2O_5 , SiO_2 , $C_{орг}$, суми полуторних оксидів), застосовують кількісний або напівкількісний *спектральний аналіз* на такі елементи: Sr, Ba, Zn, Ti, V, Cr, Mn, Ni, Co, Mo, Cu, Tr та ін.

Приклади опису і визначення фосфоритових порід.

Фосфоритова конкреція Єгорівського родовища. Верхня юра Східноєвропейської платформи.

Макроскопічний опис. Фосфоритова конкреція темно-сірого кольору, з поверхні глянцева, розмір – 10 см, злом раковистий.

Мікроскопічний опис. Структура згусткова, складається з фосфатної речовини (ізотропною, типу колофаніту), просоченої тонкодисперсною глинистою та органічною речовиною. В основній масі міститься невелика кількість теригенного матеріалу, розподіленого нерівномірно.

Теригенні домішки представлені гострокутними зернами кварцу (6–8 %), рідкісними зернами польових шпатів, листочками слюди й акцесорними мінералами. Крім уламкового матеріалу, трапляються округлі зерна глауконіту (8–10 %) світло-зеленого кольору. Є пірит у вигляді дрібних крапель по периферії зерен глауконіту.

Конкреція вміщує також рештки мікрофауни (мікрокристалічний кальцит), нерозчинений залишок становить 7–9 %, у його складі переважають глинисті частинки (понад 50 %). Вміст P_2O_5 , за даними хімічного аналізу, – 25–28 %.

Фосфоритова плита. Сеноман. Північна окраїна Донбасу.

Макроскопічний опис. Порода сірувато-бурого кольору, складається з гравію і піщинок чорного фосфориту, зерен кварцу і глауконіту. Нагадує пісковик-гравеліт. Цемент карбонатний і фосфатний. Проба на фосфор з молібденокислим амонієм дала жовтий осад. Від HCl порода закипає.

Мікроскопічний опис. Порода складається з зерен чорного фосфориту розміром 0,5–1,0, зрідка 2,0–3,0 мм, який становить майже 40 % поверхні шліфа. Фосфатний мінерал ізотропний з $n \leq 1,608$, вірогідно, колофаніт. Зерна кварцу і глауконіту (зелений, агрегатна поляризація, $n \geq 1,608$) округлі й кутасті такого ж розміру, становлять майже 25–30 %. Зафіксовано також одиничні зерна польового шпату і мусковіту. Все

це зцементовано анізотропним фосфатним мінералом, місцями – агрегатами кальциту, цемент порово-контактний, показники заломлення анізотропного фосфату – $1,608 < n < 1,625$, кальциту – $n < 1,670$. Місцями в порах фосфатний мінерал має радіально-променеву будову. За оптичними константами, фосфатний мінерал є подолітом (далітом) (?).

Структура псамо-псефітова з порово-контактним цементом. Нерозчинений залишок становить 35 %, з переважанням фракції крупного піску, вміст P_2O_5 – 22,5 %.

Пластовий фосфорит. Кембрій. Середня Азія, Каратау.

Макроскопічний опис. Порода темно-сірого кольору, дуже щільна, плитчаста, злом сколчастий і шорсткий. Від HCl слабо закипає порошок породи.

Мікроскопічний опис. Структура дрібнозерниста, порода складається з фосфатних зерен неправильної форми діаметром 0,1–0,2, рідкісних фосфатних оолітів округлої форми розміром до 0,5 мм і теригенних домішок кварцу, польового шпату та слюди алевритової розмірності (3–4 %). Фосфатна речовина ізотропна або слабкодвозаломлювальна з показником заломлення приблизно 1,600 (в імерсії), вірогідно, представлена колофанітом.

Цемент кременисто-карбонатний, контактово-поровий, складається з кварцу і халцедону, місцями карбонату і фосфату, у якому трапляються дрібні включення піриту. Карбонат зернистий, $n_o > 1,670$, вірогідно, доломіт. Халцедон місцями має радіально-променеву будову (у порах), проте основна маса цементу – це тонкозернисті кварц-халцедонові агрегати. Фосфати в цементі заповнюють деякі пори і тонкі прожилки, анізотропний, $n > 1,608$ (франколіт?). Вміст P_2O_5 , за даними хімічного аналізу, – 25,1 %.

15.3. Умови утворення і застосування фосфатних порід

Хоч фосфорити – переважно морські утворення, вони формуються і на суші: гуано, кори звірювання вапняків аридних зон, іноді кістяні брекчії. У морях вони чітко тяжіють до *шельфу* або *піднять, обмілин*, а загалом – до тих ділянок, на яких вичерпується потік теригенного матеріалу, а морське планктоногенне привнесення сповільнюється настільки, що осаджувані тіла й черепашки організмів устигають за умов відкритої або закритої стосовно морської води системи перетворитись так, що фосфати, які входять до їхнього складу, не розсіюються, а концентруються у вигляді мікроконкрецій. Їх часто перемивають навіть несильні течії і хвилювання. Фактично всюди фосфорити утворюються

за умов перерви і документують її. Майже всі фосфорити – це *перервні утворення*.

Найвигідніші для фосфоритоутворення умови, отже, потребують *пасивного режиму й аридного клімату*, зони фосфоритоутворення за яких звільняються від силікатного, карбонатного або кременевого матеріалу, що розводить їх і пригнічує.

Палеогеографічні умови утворення фосфоритів – такі, у яких поєднані відносна *мілководність, тиховодність* і періодичні або епізодичні *перемивання*, під час яких відбувається конденсація фосфатних зерен, жовен, кісток або копролітів. Такий комплекс умов виникає як у літоральній та лагунно-затоковій, так і безпосередньо в глибшій зоні, у тім числі на краю шельфу, однак частіше – у *напівізовольованих морях, протоках* і навіть у приєвапоритових зонах. У всіх цих обставинах вирішальними є *умови розквіту життя*. Вони створюють великі маси органічної та скелетної речовини – первинного джерела фосфору, відновне середовище в осаді, необхідне для *початкової концентрації фосфату*. Фосфорити – це *біосферні продукти*.

Чорний колір і звична наявність вуглеводнів свідчать про *відновні умови* біля дна або в осаді, у тім числі в його верхній плівці. Це підтвержене наявністю піриту, асоціацією з темними сланцями, нерідкісною відсутністю прикріплених або бентосних організмів або їхніми пригніченими формами. Стає можливою ізоляція сульфат-іона (у сульфідах), який заважає фіксуванню фосфору. Перемивання і збагачення фосфоритів практично завжди відбувається в *окиснювальних умовах*. Часта відсутність карбонатів, розчинення багатьох або всіх черепашок і, навпаки, велика кількість кремнезему свідчать про дещо *знижені* порівняно з нормою (8,3) значення рН.

Питання про можливість глибоководного фосфатонагромадження остаточно не з'ясоване. Мабуть, нагромадження фосфору відбувалося і відбувається в обмежених розмірах на ділянках уповільненої седиментації, на тиховодному дні, в анаеробних умовах мулу як біологічним способом (діатомові водорості, радіолярії та інші планктонні організми, у тім числі й вапнякові, а також нектон), так і хімічним – з перенасичених розчинів фосфатів, що можливо в придонних водах. Фосфор збагачує ці води, постійно надходячи зверху, під час гідролізу органічних сполук, і знизу – з мулу, де його вміст також постійно зростає до насичення завдяки розкладанню тих же тіл та скелетів організмів. Ці фосфатні нагромадження часто бувають тонкошаруватими, причому шаруватість може бути седиментогенною та діагенетичною, яка виникла в ході диференціації та сегрегації фосфатної і нефосфатної, наприклад, кременевої, карбонатної або глинистої, речовини. Такими

є фосфатні сланці пачки Мід-Пік у формації Фосфорія (перм, США), які нагромаджувались на глибинах 100–300 м (Мак-Кілві, 1959; Ф. Петтіджон, 1981). Можливо, до них належать селеуцькі фосфорити Приуралля (артинський ярус). Фосфати часто асоціюють і з залізними рудами – оолітовими та глибоководними кременевими, сидеритовими і філосилікатними. Це також свідчить про подібність умов їхнього осадження в мілководних та глибоководних умовах.

Головна галузь застосування фосфоритів – виробництво мінеральних добрив. Фосфорні добрива не тільки підвищують урожай сільськогосподарських культур, а й поліпшують їхню якість. Промисловість виготовляє декілька видів фосфорних добрив. Найбільш поширене фосфоритне борошно. Його одержують подрібненням фосфориту до стану тонкого порошку. Фосфоритне борошно – досить ефективне добриво, яке особливо активно діє на кислих ґрунтах. Для приготування фосфоритного борошна можна використовувати майже всі фосфорити, у тому числі низькоякісні. Основну масу фосфоритів обробляють хімічно: попередньо подрібнений фосфорит розкладають сірчаною кислотою. Одержана мінеральна сіль розчинна у воді і її легко засвоюють рослини. Є і складніші способи переробки фосфоритів.

Крім сільського господарства, фосфорити і продукти, які одержують з них, використовують у невеликих кількостях у металургії, медицині, а також для приготування мийних засобів, покриття тощо. Фосфоритові родовища відомі в Каратау, Кендиктаї в Казахстані, у Московській і Тверській областях, Східних Саянах та ін.

Контрольні питання

1. Визначення і класифікація фосфатних порід.
2. Принципи класифікацій фосфатних порід.
3. Головні фосфатні мінерали, їхній хімічний склад і оптичні властивості.
4. Основні методи дослідження фосфатних порід.
5. Умови утворення фосфатних порід.
6. Застосування фосфатних порід.

16. Високоглиноземисті породи й алюмінієві руди

16.1. Визначення, класифікація і характеристика високоглиноземистих порід і руд (аліти, боксити)

Алюміній є одним з поширених елементів. Його кларк у земній корі – 8,8, або 16,4 глинозему (Al_2O_3). Кларки глинозему у літосфері коливаються в значних межах (табл. 16.1). Кларки концентрацій алюмінію у різних типах його промислових руд невеликі й не перевищують 2,5–4,0, а в нефелінових рудах і анортозитах – значно менші (вміст Al_2O_3 у промислових нефелінових рудах коливається в межах 22–28 %, а в анортозитах – 25–30 %). Віднесення породи до алюмінієвої руди визначене не тільки вмістом у ній Al_2O_3 , а також низкою інших параметрів, передусім кремнієвим модулем (Al_2O_3/SiO_2), кількістю лугів (корисна домішка), сірки, кальцію, сидериту (шкідливі домішки). Крім того, іноді суттєве значення для використання породи як руди на Al має економічний чинник (глибина залягання порід, гідрогеологічна обстановка, освоєння району).

Т а б л и ц я 16.1

Кларки глинозему в гірських породах,
за А. Виноградовим, з доповненнями за Ф. Кларком

Порода	Кларк, %	Порода	Кларк, %
Глинисті породи і сланці	19,7	Основні породи	16,5
Пісковики	4,8	Середні породи	16,7
Вапняки	0,8	Кислі породи	14,5

Крім бокситів потенційними джерелами глиноземної сировини можуть бути *аліти, нефелінові руди, алуніти, анортозити, кіанітові сланці, каоліни, давсонітові породи.*

Нижче ми розглянемо тільки осадові (метаморфізовані й неметаморфізовані) та вулканогенно-осадові високоглиноземисті породи і руди. Гіпотезу гідротермально-осадового походження всіх промислових родовищ бокситів, висловлену В. Разумовою, не поділяє більшість дослідників.

Аліти й боксити належать до групи неметаморфізованих осадових, або залишкових (елювіальних), високоглиноземистих порід.

Загальноприйнятого визначення цих термінів немає. Деякі дослідники пропонують *зачисляти до алітів породи з кремнієвим модулем понад 1,0 або понад 0,87*. Сенс такої межі полягає в тому, що відсоткове відношення глинозему і кремнезему, що дорівнює 0,87, відповідає їхньому молекулярному співвідношенню в породі, яке дорівнює 1:2, тобто притаманне *каолініту* – мінералу, який поширений у багатьох типах алітів і бокситів. Вищий кремнієвий модуль у суттєво каолінітових породах свідчить про наявність мінералів “вільного” глинозему (гібситу, беміту, діаспору). Та це не завжди так. Є велика група високоглиноземистих осадових порід, зокрема, *шамозитових, галуазит-алофанових, які не вміщують мінералів “вільного” глинозему, проте з кремнієвим модулем понад 0,87* (наприклад, алофан-галуазитові породи у карбоні південного крила Московської синеклізи; шамозитові породи у візейських відкладах Белгородського району Курської магнітної аномалії). І, навпаки, *відомі породи, які вміщують мінерали “вільного” глинозему, однак з кремнієвим модулем до 0,87*. Це, наприклад, кварцові пісковики з каолініт-гібситовим цементом, які відомі в латеритних покривах Австралії.

Мабуть, доцільно *під алітом розуміти осадову (або елювіальну) неметаморфізовану породу, яка вміщує мінерали “вільного” глинозему – гібсит, беміт і діаспор*. Аліти, зазвичай, асоціюють з бокситами, генетично пов'язані з ними і є прямою розшуковою ознакою на ці руди. Крім мінералів “вільного” глинозему, *в алітах містяться каолініт (або шамозит) і мінерали заліза (гематит, гідрогематит, рідше – гетит), трапляються кварц, сидерит, мінерали титану, іноді змішаношаруваті мінерали глини, а також вторинні – пірит, гіпс, кальцит*. За такого визначення терміна “аліт” боксит буде різновидом цієї породи, який сьогодні задовольняє вимоги промисловості на алюмінієву сировину. А ці вимоги в різних країнах коливаються в дуже широких межах.

Уперше бокситом назвали червону непластичну породу, яку виявив 1821 р. французький хімік Бертє в карстовій лійці поблизу селища Бо (Ваух) на півдні Франції. Породу складалася з *глинозему (52 %), оксиду заліза (27 %) і зв'язаної води (20 %)*. Надалі цей термін поширили на всі осадові та залишкові руди алюмінію, які складаються переважно

з гібситу, беміту і діаспору. Нині в різних країнах є різні вимоги до бокситів як алюмінієвих руд. Наприклад, Канадська алюмінієва компанія “АЛКОА” визначила такі кондиції на боксити, які придатні для видобутку та перевезення із Західної Африки до Канади: Al_2O_3 – понад 55 %, SiO_2 – до 2 %.

У табл. 16.2 наведено дані складу бокситів на родовищах різних країн світу, які експлуатують.

Уведений 1974 р. в колишньому Радянському Союзі ГОСТ (972-74) на боксити регламентував два основні параметри: вміст глинозему і кремнієвий модуль. Згідно з цим ГОСТом, найвищий ґатунок бокситів – Б-00 – повинен уміщувати не менше 50 % Al_2O_3 за кремнієвого модуля понад 12. Найнижчий ґатунок – Б-6, який використовують винятково в мартенівському виробництві, має понад 37 % Al_2O_3 і кремнієвий модуль понад 2. У цьому разі вміст сірки не повинен перевищувати 0,2 %, п’ятиоксиду фосфору – 0,6 %.

Т а б л и ц я 16.2

Вміст породотвірних компонентів у бокситах основних бокситорудних районів світу

Рудний район (держава)	Вміст, %			Кремнієвий модуль
	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	
Гвінея	0,5–2,0	44–60	–	20
Австралія	3–5	50–58	–	10–20
Гайана	1–2	55–58	–	30
Угорщина	4–5	50–55	–	10
Греція	2,5–6,0	50–55	–	10

Як уже зазначено, до глиноземистих порід належать латерити і боксити. Латерити – продукти глибокого звітрювання кристалічних порід (кора звітрювання), боксити бувають залишковими або латеритними, осадовими платформними й осадовими геосинклінальними. Вони залягають у вигляді пластів, пластоподібних покладів, лінз, гнізд серед карбонатних, уламкових і глинистих порід. Латеритні боксити поділяють на залишкові та метасоматичні. У перших простежується поступовий перехід у породи кори звітрювання, другі зберігають структуру материнської породи. Осадові платформні боксити приурочені до делювіальних, алювіальних і улоговинних (озерних) відкладів. Геосинклінальні боксити залягають на закарстованій поверхні вапняків і покриті карбонатними породами з морською фауною. Рештки морської фауни (пелециподи, гастроподи, гоніатити та ін.) нерідко трапляються і в пластах бокситів.

Класифікація глиноземистих порід ґрунтується на генетичній, мінералогічній і текстурно-структурних ознаках (табл. 16.3).

Т а б л и ц я 16.3

Класифікація глиноземистих порід

Генезис	Мінеральний склад	
	гідраргілітові (головно мезо-кайнозойські)	беміт-діаспорові (головно палеозойські)
Хемогенні:		
а) кори звітрювання – залишкові	Латерити (сучасні)	Боксити давніх кір звітрювання (наприклад, підкарбонатні Белгородської обл.)
б) метасоматичні	Боксити Арканзасу по нефелінових сієнітах і Британської Гвіани по епідотозитах	
в) озерно-болотні	Оолітові, бобові, афанітові з рослинними рештками, іноді прошарками вугілля	Оолітові, бобові, афанітові з рослинними рештками, іноді прошарками вугілля
г) морські	Афанітові клиноподібні, оолітові, бобові з морською фауною	Афанітові клиноподібні, оолітові, бобові з морською фауною
Уламкові:		
а) делювіально-пролювіальні	Продукти перемивання або давніх бокситів, або латеритної кори звітрювання. З уламковою структурою: алевритовою, піщаною та ін.	Продукти перемивання або давніх бокситів, або латеритної кори звітрювання. З уламковою структурою: алевритовою, піщаною та ін.
б) алювіальні	Продукти перемивання латеритної кори звітрювання і давніх бокситів. З уламковою структурою	Продукти перемивання латеритної кори звітрювання і давніх бокситів. З уламковою структурою
в) улоговинні (головно, озерні)	Те саме	Те саме

Породотвірними мінералами в бокситах є гідраргіліт, беміт, діаспор, лимоніт, гетит, гідрогетит, гідрогематит, каолінит. У метаморфізованих відмінах трапляється гематит і корунд. Другорядні мінерали – кварц, опал, халцедон, алофан, галуазит, хлорити, мінерали двоокису титану і теригенні домішки (табл. 16.4 і 16.5).

Текстури і структури бокситів: землисті, пористі та кавернозні, оолітові, бобові, конкреційні, афанітові, уламкові, мікрозернисті і пелітоморфні. За зовнішнім макроскопічним виглядом і забарвленням вони досить різноманітні – звично бурі, червоно-бурі, червоні, рідше білі, сірі, зеленкувато-сірі й строкаті. Латерити забарвлені в цегляно-червоні тони і є пористою породою, яка нагадує цеглу (від лат. *later* – цегла). У свіжому стані можна різати ножом, на повітрі твердіють. Боксити іноді нагадують латерити, в інших випадках подібні до аргілітів, глинистих сланців, залізних руд, яшм і не мають пластичності.

Т а б л и ц я 16.4

Мінеральний склад глиноземистих порід

Породи	Мінерали						
	кварц	гель SiO ₂ і TiO ₂	гематит	гідрар-гіліт	діас-пор	ша-мозит	інші
Плитняково-яшмоподібний боксит, Північний Урал, Червона Шапочка (Швецов, 1958)	0,3	8,8	25,3	—	60,5	3,2	1,9
Оолітовий боксит, Північний Урал, Червона Шапочка (Швецов, 1958)	0,5	8,0	26,3	—	66,8	2,8	1,0
Кам'янистий боксит, Урал, Соколовське родовище (Швецов, 1958)	0,5	15,7	30,7	30,6	—	17,4	5,1
Пухкий боксит, Урал, Соколовське родовище (Швецов, 1958)	0,1	7,6	40,1	46,0	—	2,8	3,4
Латеритна кора звітрювання базальтів Бразилії	0,90	6,02*	7,58 + 19,62 гетиту	35,78	—	—	28,81**

* Каолініт, металауазит, ферригалауазит.

** Опал і халцедон – 0,16 %, ільменіт – 3,86 %, лейкоксен – 2 %.

Т а б л и ц я 16.5

Хімічний склад глиноземистих порід, %

Породи	Оксиди										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Na ₂ O+K ₂ O	в.п.п.
Плитняково-яшмоподібний боксит, Північний Урал, Червона Шапочка (Швецов, 1958)	5,04	2,16	52,87	25,32	1,02	0,16	0,19	0,37	0,11	0,22	12,35
Оолітовий боксит, Північний Урал, Червона Шапочка (Швецов, 1958)	4,95	2,16	52,96	26,85	0,87	0,07	0,03	0,07	0,06	0,11	11,72
Кам'янистий боксит, Урал, Соколовське родовище (Швецов, 1958)	12,06	3,30	27,55	30,74	5,38	0,03	0,30	0,24	0,68	0,16	19,52
Пухкий боксит, Урал, Соколовське родовище (Швецов, 1958)	3,89	4,30	31,67	40,16	0,87	0,03	0,17	0,04	0,33	0,19	18,12
Латеритна кора звітрювання базальтів Бразилії	14,10	4,12	32,74	27,90	1,86	—	Слїди	0,10	—	—	18,78

Мінеральний склад визначає технологічні властивості бокситів (табл. 16.6). Формування його залежить від типу материнських порід, фаціальних умов бокситонагромадження і, мабуть, від характеру подальших процесів перетворення осадів (діа-, катагенезу і метаморфізму).

Т а б л и ц я 16.6

Вміст глинозему в промислових мінералах алюмінієвих руд

Мінерал	Хімічний склад	Вміст глинозему, %, Al, %
Гібсит	$Al_2O_3 \cdot 3H_2O$	65,4
Беміт, діаспор	$Al_2O_3 \cdot H_2O$	85,0
Каолініт	$Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot H_2O$	39,5
Високоглиноземистий шамозит	$Al_2O_3 \cdot 1,5SiO_2 \cdot 2FeO \cdot 2H_2O$	27,4
Алуніт	$K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 4SO_3 \cdot 6H_2O$	37,1
Кіаніт, силіманіт, андалузит	$Al_2O_3 \cdot SiO_2$	63,1
Давсоніт	$NaAl(OH)_2CO_3$	18,7
Алофани	$mAl_2O_3 \cdot nSiO_2 \cdot pH_2O$	23,5–41,6

Як зазначено вище, основними рудними мінералами в бокситах є: гібсит, беміт і діаспор. Також під час переробки бокситів значну частину глинозему вилучають з *каолініту* і *високоглиноземистого шамозиту*. Окрім перелічених мінералів, які визначають практичну цінність бокситів, для них також характерна постійна наявність *мінералів заліза* (гематит, гетит, алюмогематит і алюмогетит), *титану* (рутил, анатаз, лейкоксен), *карбонатів* (сидерит, кальцит, доломіт), *сульфідів* (пірит, мельніковіт), а також *кварцу*, головню, у формі алотигенних уламкових зерен.

Практично всі мінерали алюмінію, заліза й титану у бокситах трапляються у вигляді тонкодисперсних коломорфних мас, часто прихованокристалічних, які важко піддаються діагностиці. З огляду на це для якісного й особливо кількісного мінералогічного аналізу доводиться застосовувати *комплексну методіку*, що охоплює рентгенівський, термічний і хімічний аналізи, які іноді доповнюють ІК-спектрометрією, електронографією, мікросондуванням та іншими методами досліджень тонкодисперсних порід.

Вивчення бокситів під мікроскопом у прозорих шліфах, поряд з польовими спостереженнями за морфологією покладів, макротекстурами і природними парагенезисами, є одним з основних способів відновлення їхнього генезису, закономірностей формування, розміщення і, зрештою, надання прогнозних рекомендацій різного напрямку.

Боксити поділяють на *дві великі групи*: 1) залишкові (елювіальні), які зберегли реліктові структури материнських порід – псевдоморфні боксити; 2) перевідкладені осадові.

Псевдоморфним бокситам властиві різною мірою чітко виражені реліктові структури порід, завдяки звітрюванню яких вони виникли. Найпоширенішими є боксити з реліктовими структурами основних порід: *базальтів і долеритів*. Лейсти *польових шпатів* у цих породах заміщені *гібситом* або *бемітом*. По порфірових вкрапленнях *олівіну* і *піроксену* розвиваються скелетні псевдоморфози *гематиту*, менше – інших мінералів оксиду заліза. *Основну масу заміщують* коломорфні агрегати тонкодисперсних частинок мінералів “вільного” глинозему, окисного заліза, а іноді каолініту та шамозиту.

Також псевдоморфні боксити виникають по інших алюмосилікатних породах: амфіболових, хлоритових, серицитових сланцях, гнейсах, туфах, грауваках. Відомі випадки виникнення бокситів по породах, багатих на кварц: аркозах, гранітах, кварц-серицитових сланцях.

Під час формування псевдоморфних бокситів, особливо на породах, бідних на глинозем, *важливу роль відіграють процеси гіпергенного алюмінієвого метасоматозу*. У цьому разі кількість глинозему в окремих горизонтах латеритних профілів, які повністю зберігають об’єм материнської породи, іноді зростає у два–три рази. Метасоматоз відбувається внаслідок повного руйнування поверхневих частин латеритного розрізу і частково завдяки латеральному привнесенню глинозему.

Для верхніх частин латеритних покривів, які вміщують псевдоморфні боксити, характерні різні типи *контракційних структур*, які виникають у процесі усадки порід, зумовленої інтенсивним вилуговуванням компонентів, що формують ці породи.

Структури і текстури перевідкладених (осадових) бокситів надзвичайно різноманітні, як і їхній зовнішній вигляд. Навіть досвідчені геологи, які вивчають боксити десятки років, іноді не можуть у штуфі визначити цю породу. Боксит дуже різноманітний. Іноді це мучнисто-глиниста пухка біла порода з середньою густиною 2 г/см^3 , дуже схожа на каоліни з кори звітрювання, в інших випадках – дуже щільні темно-сірі, майже чорні, зернисті (кристалічні) породи, зовнішньо подібні на габро-порфірити. Крім білих та чорних, боксити бувають червоними, коричневими, жовтими, сірими, зеленими. Проте найхарактерніший для бокситів червоно-коричневий колір зумовлений майже постійною наявністю в них тонкодисперсного гематиту і гідрогематиту.

Переважає більшість перевідкладених бокситів у процесах діа- і катагенезу набуває різних бобових і оолітових структур. Характерні також конгломератові та брекчієві структури. Бобовини у бокситах представлені затверділими згустками коломорфної речовини гібсит(беміт, діаспор)-гематитового складу, у бобовинах іноді виявляють гіпергенні *корунд* і *магнетит*. Часто бобовини мають сліди перенесення (відламані або стерті краї, сортовані за крупністю та ін.). Практично для всіх бобовин

та їхніх уламків характерне подальше *обволікання* (поява “сорочки”) *алюмо-залістим гелем*, що почасти наближає бобовини до оолітів. Бобові боксити найчастіше трапляються в парагенезисі з уламковими, конгломератовими і брекчієподібними рудами. Оолітові боксити є досить частими утвореннями в родовищах осадового типу. Зазвичай, вони асоціюють з глинистими і глиноподібними різновидами руд, засвідчуючи спокійніший характер осадонагромадження.

16.2. Бокситоносні формації та бокситонагромадження в історії Землі

Бокситоносна формація – це природно-історичний комплекс гірських порід, поєднаних генетичним або парагенетичним зв’язком з бокситами.

Відомі (конкретні) бокситоносні формації об’єднують у *три групи*: карбонатну, теригенну і латеритну, для кожної з яких характерні витриманий набір порід, тип рудних покладів, положення в тектонічній структурі й час максимального поширення в історії Землі.

Групі карбонатних формацій властиві широкий розвиток у їхньому складі “чистих” *карбонатних порід* (вапняків і доломітів), *великі потужності* (сотні метрів, кілометри), *наявність у розрізі континентальних перерв*. Саме до цих, іноді короткочасних (вік, частина віку), перерв і приурочене нагромадження бокситів, які заповнюють карстові форми рельєфу, а на виклинюванні карстових плато в бік моря утворюються малопотужні плащоподібні поклади. Якість бокситів у карстових покладах карбонатних бокситоносних формацій висока. Вона погіршується з появою у карбонатному розрізі вулканогенного і теригенного матеріалу.

Карбонатні бокситоносні формації *найхарактерніші для евгеосинклінальних зон геосинклінальних структур*, де вони облямовують внутрішньогеосинклінальні підняття, складені давнішими породами основного складу. Якщо дивитися з позиції “тектоніки плит”, то ці формації виникають у межах глибоководних жолобів, розвинутих над зонами Бенюфа, й утворюються на острівних дугах або у крайових частинах континентів.

Для теригенних бокситоносних формацій характерне переважання в їхньому складі глинистих суттєво *каолінітових порід*, зазвичай, строкато забарвлених у червоні, жовті й фіолетові кольори. Часто (особливо у верхніх горизонтах формацій) наявні *сірі вуглисті глини* і навіть непромислові *пласти бурого вугілля*. Ці формації розвинуті на плат-

формах в основі трансгресивних циклів. У межах молодих платформ вони розташовані в основі платформного чохла в зоні зчленування плит і щитів; на давніх платформах – або на окраїнах плит, або в обрамленні великих внутрішньоплатформних піднять.

Потужність теригенних бокситоносних формацій невелика і не перевищує перших десятків метрів. Форма рудних тіл, а також якість руд у формаціях суттєво залежать від субстрату.

У разі залягання формації на рівному алюмосилікатному субстраті виникають плоскі лінзоподібні поклади з рудами низької якості. Якщо ж бокситоносні відклади нагромаджуються на закарстованій поверхні, складеній дислокованими карбонатними і вулканогенно-карбонатними товщами, то формується інший – карстовий – тип рудних покладів, який має вищу якість руд.

Група латеритних формацій охоплює принаймні дві суттєво різні формації: латеритних покривів і сублатеритну.

Формація латеритних покривів представлена складним комплексом гіпергенних утворень, які формуються в умовах жаркого змінно-вологого клімату. Латеритний покрив сам по собі – це поліфаціальне поліпородне утворення, яке складається з латеритних кір звітрювання і продуктів його найближчого перевідкладання (делювію, пролювію, балкового алювію). Боксити в латеритному покриві приурочені винятково до верхніх горизонтів кір звітрювання, розвинутих на найбільш піднятих ділянках розчленованого рельєфу – поверхнях і схилах “столових” гір – *бовалей*. В умовах найбільш вирівняного рельєфу і в низинах латеритні покриви не мають бокситів і представлені залізистою кірасою. Боксити латеритних покривів часто високоякісні і, зазвичай, мають високий кремнієвий модуль.

Сублатеритна формація, на відміну від формації латеритних покривів, строго приурочена до зон розвитку високоглиноземистих порід. Боксити сублатеритної формації часто розташовані не тільки на височинах, а й у дрібних зниженнях рельєфу, утворюючи тут унаслідок інтенсивного привнесення глинозему у верхні горизонти давніших кір звітрювання. Для сублатеритної формації характерні переміщені на схили латеритні боксити, які можуть залягати вже й на іншому субстраті (наприклад, сублатеритна формація Середнього Тиману). Якість бокситів цієї формації хоч і добра, проте, зазвичай, вміст кремнезему в них більший, ніж у бокситах латеритних покривів.

Найдавніше (хоч і непромислове) родовище бокситів на Землі відоме в карбонатній суттєво доломітовій формації *пізнього протерозою* у Східних Саянах. Тут висококременисті боксити гематит-діаспорового складу утворюють великі лінзоподібні прошарки потужністю до

3–8 м серед залізисто-алітових сланців, приурочених до частково закарстованої поверхні доломітів. Утворення бокситів відбувалось, мабуть, у прибережній зоні морського басейну.

Незважаючи на багатолітні дослідження, ні бокситів, ні прямих ознак їхнього можливого виявлення в корах звітрування або в теригенних формаціях *докембрію і нижнього палеозою* не знайдено. Першою рудоносною епохою з промисловими родовищами бокситів є *середньо-пізньодевонська*, упродовж якої суттєво діаспорові боксити формувались також винятково в зонах карбонатагроадження (Урал, Салаїр, Північний Пакистан та ін.). Бокситові родовища виникали в періоди короточасних регресій моря на островах або на карстових прибережних плато. Лише з другої половини девону з'явилися перші родовища бокситів, розміщення яких хоч і контролюване розвитком карбонатного субстрату, проте за низкою ознак їх можна зачислити до сублатеритної бокситоносною формації (Середній Тиман).

Перші промислові боксити, які чітко зберегли реліктову структуру материнських порід і залягають у лінійновитягнутих зонах згідно з їхнім простяганням, відомі тільки з *раннього карбону* (район Курської магнітної аномалії).

З *початку карбону*, точніше – з візейського віку, найбільшого поширення набули також теригенні строкатоколірні та вуглисті бокситоносні формації, розвинуті на прибережно-морських рівнинах і, рідше, у внутрішньоконтинентальних западинах.

У *мезозої* суттєво змінився характер бокситонагроадження. З одного боку, продовжувалося формування бокситових родовищ у зонах карбонатагроадження, головню, в альпійських геосинкліналях (Греція, Угорщина), з іншого, з'явилось, а наприкінці мезозою поширилось бокситоутворення в карстових і суфозно-карстових депресіях на великих закарстованих плато всередині континентів (родовища Західного Тургаю, Чадобецького підняття у Східному Сибіру).

До кінця мезозою належить поява перших достовірних ознак формування латеритних бокситоносних покривів (Український щит, Центральний Тургай). Такі покриви поширились у *пізніші епохи кайнозою*, а з олігоцену стали основним типом промислових родовищ бокситів. З огляду на особливості сучасної кліматичної зональності, успадкованої, мабуть, з олігоцену, родовища бокситів у латеритних покривах розташовані в *гумідних тропіках Землі*.

У ході розгляду характеру послідовної зміни бокситоносних формацій привертає увагу надзвичайно узгоджене з розвитком органічного світу

переміщення зон бокситонагромадження “з моря на сушу”. Під час цього переміщення видозмінювались процеси природного розділення алюмінію і кремнію, виникали нові типи бокситоносних формацій, ускладнювалась будова рудних покладів і, врешті, прогресивно зростали об’єми нагромаджених бокситів. Максимум бокситонагромадження припадав на наймолодшу *олігоцен-четвертинну епоху*, у відкладах якої міститься понад 80 % промислових запасів бокситів світу.

Практично всі дослідники бокситів згодні з тим, що боксити є продуктом гіпергенезу, який має чітко визначені параметри природних середовищ. Для областей молодого – олігоцен-четвертинного – латеритоутворення, де виникають формації латеритних покривів, ці параметри більш-менш ясні (табл. 16.7).

У яких умовах утворювались інші формаційні типи на давніших етапах розвитку Землі, поки що не достатньо ясно. Є всі підстави припускати, що *бокситоутворення – це процес, який відбувається в умовах теплого (жаркого) вологого клімату на континенті або в прибережних зонах морських басейнів*. Усі відклади, які мають сліди формування в подібних умовах, очевидно, заслуговують на увагу в разі розшуків бокситових родовищ.

Локальні критерії виявлення бокситів такі: наявність перерв в осадоагромадженні в карбонатних товщах, широкий розвиток давнього карсту; наявність у базальних горизонтах трансгресивних серій червоноколірних, строкатоколірних суттєво каолінітових порід; розвиток у районі каолінітових кір звітрювання на породах основного складу. *Прямими розшуковими ознаками на боксити є* виявлення латеритних кір звітрювання, алітів або діаспор-шамозитових залізних руд.

Наявність хоч одної з перелічених ознак передбачає ретельну документацію розрізу і відбір взірців зі всіх пластів.

На жаль, досі нема надійних швидких і дешевих методів польового визначення вмісту глинозему в будь-якій породі. Радіоактиваційний прилад “Боксит”, який використовують у деяких організаціях, не завжди дає змогу однозначно відповісти на питання, тому треба рекомендувати обов’язкове проведення хімічного експрес-аналізу на чотири компоненти: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 (заг.) і п.п.п. Результати цього аналізу дають змогу не тільки одержати дані, передбачені Держстандартом, а й зробити приблизний висновок про мінеральний склад породи. У камеральний період для одержання повніших мінералогічних характеристик потрібно виконати термічний і рентгенівський аналізи породи.

Таблиця 16.7

Фаціальні умови олігоцен-четвертинного бокситонагромадження
в гумідній зоні тропічного поясу Землі

Чинники, які приводять до зростання латеритних покривів	Чинники, які приводять до деградації латеритних покривів
Жаркий, постійно або змінно-вологий клімат, який визначає високу температуру ґрунтових вод, інтенсивний гідроліз речовини, винесення лужних земель, Si і фіксацію Al, Fe, Ti. Інтенсивний розвиток мікрофлори, яка знищує органічну речовину і продукує вуглекислоту	Аридизація клімату, яка приводить до обмеження або припинення винесення лугів, лужних земель і кремнезему за межі товщі, що звітрюється
Високі вмісти вуглекислоти у ґрунтовому повітрі, які підвищують рН ґрунтових вод, сприяють перерозподілу (метасоматозу) Al і Fe з утворенням алюмосалізистих покривів – кірас	Похолодання клімату, пригнічені процеси гідролізу, а також діяльність бактерій, що приводить до зростання вмісту органічних кислот у ґрунтових водах, широкого розвитку органомінеральних систем, переведення Al і Fe у розчинений стан і винесення їх за межі товщ, що звітрюються
Широкий розвиток силікофільної (передусім трав'янистої) рослинності, яка продукує велику кількість зеленої маси. Ця рослинність, розкладаючи алюмосилікати, вилучає на денну поверхню Si, який надалі водні потоки переносять у зону акумуляції	Розвиток лісових ценозів. Вони хоч і продукують велику кількість зеленої маси, проте вміщують багато алюмофілів. Крім того, лісовий опад мінералізується на місці, і елементи, що входять до його складу, значно беруть участь у малому (ґрунтовому) кругообігу речовини, не зникаючи з системи
Надходження в зони бокситонагромадження повітряних мас з боку океану. Ці вітри приносять вологу, яка не має кремнистого пилу і, навпаки, яка збагачена лугами й лужними землями, що сприяє процесу розкладання порід	Надходження в зони бокситонагромадження повітряних мас, які привносять значні кількості силікатного матеріалу з пустельних внутрішніх частин континентів, що різко гальмує процес бокситоутворення
Дуже повільне підймання території на тлі відносного тектонічного спокою	Інтенсивна тектонічна діяльність, яка супроводжується широким розвитком ерозійних і акумулятивних процесів
Розвиток основних порід і їхніх осадкових та метаморфізованих аналогів, які вміщують велику кількість лугів, глинозему, лужних земель і легко підпадають під гідроліз	Розвиток кислих порід і їхніх осадкових та метаморфізованих аналогів, які вміщують кварц і малу кількість лугів та лужних земель

Суттєву допомогу у визначенні складу і структури порід надає вивчення бокситів у шліфах. Оскільки боксити часто вміщують у промислових кількостях рідкісні й розсіяні елементи (Ga, Ge, V та ін.), то необхідне проведення повного спектрального аналізу порід.

16.3. Алунітові й давсонітові породи і руди

Алуніт – подвійний сульфат алюмінію і калію – характерний мінерал зони гіпергенезу в зонах розвитку сульфідовмісних порід. Іноді частина калію в алуніті заміщена натрієм. Алуніт є цінною сировиною для одержання галунів.

Економічно вигідними для одержання глинозему сьогодні є руди з такими показниками: а) вміст алуніту (переважно калієвого) для руд, які не потребують збагачення, – не менше 48–50 %; б) те саме для руд, які потребують збагачення, – 30–45 %; в) вміст глинистих мінералів – не більше 15 %; г) вміст аморфних силікатних форм – опалу і вулканічного скла – не більше 3 %; д) вміст оксиду заліза – не більше 10 %. Руди повинні легко піддаватися збагаченню і їхня кількість у промисловому родовищі повинна бути не менше 100 млн т. Скупчення алуніту, які становляють (або можуть становити) інтерес як промислова сировина, виникають у різних геологічних умовах: 1) великі стратиморфні поклади серед туфогенно-осадових товщ; 2) верхні горизонти гідротермально-перероблених кислих і, рідше, основного складу ефузивів; 3) лінзоподібна вкрапленість у корах звітрювання багатих на сульфіди порід.

1. Стратиморфні поклади алунітових порід уміщують багаті руди і тому становлять найбільший практичний інтерес. Алунітові породи часто вміщують туфовий матеріал, який іноді скупчується у вигляді ізольованих лінз і прошарків. Вміст алуніту в них коливається від 30–40 до 60–70 %. Для руд характерна постійна наявність кремнезему, оксиду натрію і калію. Утворення алунітових руд відбувалось у водному басейні за умов інтенсивної вулканічної і гідротермальної діяльності як на прибережній суші, так і, можливо, безпосередньо в басейні.

2. Зони гідротермальної переробки кислих і середніх ефузивів. У вертикальному розрізі гідротермально перероблених порід виділяють такі зони (знизу верх): 1) материнські породи – кварцові порфіри, порфірити з вкрапленістю піриту, піротину, іноді халькопіриту, галеніту, сфалериту й інших сульфідів; 2) зона пропілітів – серицитизованих окиснених і частково окварцованих порід; 3) кварц-каолінітова (кварц-дикітова) зона; у цій зоні часто трапляється вкрапленість діаспору; 4) кварц-алунітова зона; 5) зона вторинних кварцитів.

Породи кварц-алунітової зони пористі, кавернозні світлого жовтуватого-сірого і сірого кольорів. Вміст алуніту в них коливається в межах перших десятків відсотків (10–30 %), дуже зрідка досягаючи 40 %.

Розшуки алунітових порід гідротермального походження ґрунтуються на детальному вивченні полів вторинних кварцитів, значно поширених серед вулканогенних утворень.

3. Алунітові породи кір звітрювання – це невеликі (до 1–2 м довжини) лінзоподібні відособлення пухкої глинистої речовини жовтувато-сірого і білого кольору. Вміст алуніту в них невеликий і не перевищує 10–20 %. Основна маса представлена каолінітом з домішкою гідролюд. Ці породи практично не піддаються збагаченню і тому не становлять промислового інтересу. Їхнє виявлення може слугувати лише ознакою наявності на глибині порід, багатих на сульфіді.

Виявлення алуніту в корах звітрювання зумовлює потребу ретельного металометричного випробування розрізу на поліметали, мідь, а також на золото.

Загальноприйнятого визначення “високоглиноземисті породи” в геологічній літературі немає. Найчастіше цей термін використовують в описі глибокометаморфізованих утворень (сланців, гнейсів та ін.), у складі яких є високоглиноземисті мінерали (кіаніт, силіманіт, андалузит, а також ставроліт, кордієрит, гранат). *Вміст глинозему в цих породах перевищує 20 %, досягаючи іноді 40–50 %.*

Останніми роками з огляду на різке розширення робіт у зоні вивчення докембрійських кір звітрювання з’явилося досить багато прихильників зачислити високоглиноземисті породи до давніх латеритних кір звітрювання, продуктів їхнього перевідкладення і навіть до метаморфізованих бокситів. Найбільш показова в цьому *світа кейв*.

Верхньоархейська світа кейв, розвинута на однойменних височинах центрального вододілу Кольського півострова, представлена сланцями змішаного складу, які вміщують кварц, мусковіт, біотит, гранат, ставроліт, і тільки в одній пачці потужністю 25–300 м поширені високоглиноземисті слюдяно-ставроліто-кіанітові та кіанітові сланці. Це чорні або темно-сірі високовуглецеві породи, складені з порфіробластичних агрегатів кіаніту, занурених в основну мусковіт-кварцову масу. Середній склад кіанітових сланців, %: кіаніт – 30–65, кварц – 40–70, мусковіт – 0–15. Зазвичай, наявні ставроліт, ільменіт, рутил, ортит, біотит, гранат, плагіоклаз, хлорит, вуглецева речовина. Хімічний склад сланців свідчить про постійну наявність у них лугів, лужних земель і великої кількості кремнезему. Очевидно, немає ніяких підстав уважати, що подібні породи утворені внаслідок метаморфізму бокситів. Вірогідніше уявлення І. Белькова (1963) про те, що кіанітові сланці, як і вся світа кейв, – це глибокометаморфізована первинно шарувата вуглисто-алеврито-глиниста товща порід суттєво кварц-каолініт-гідролюдистого складу.

Деякі дослідники (В. Жданов, Б. Хорева та ін.) вважають, що подібні породи можуть виникати внаслідок вторинного метасоматичного збагачення глиноземом і кремнеземом метаморфічних порід, які спочатку вміщували глиноземисті мінерали.

Давсоніт ($\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$) належить до групи содових мінералів і трапляється в парагенезі з нахколітом (NaHCO_3). Найбільші його скупчення, які є потенційним джерелом для виробництва глинозему, відомі тільки в бітуміноїдних, які вміщують прошарки туфів, сланцях палеогену, у западині Пайсінес-Крик (штат Колорадо, США). Тут середні вмісти давсоніту і супровідного нахколіту (NaHCO_3), відповідно, становлять 10,7 і 15,5 % за потужності водоносних зон до 250 м (Patterson, 1967). Подібних утворень на території СНД не знайдено. Давсоніт у парагенезі з содою відомий лише в донних осадах сучасних содових озер Заволжя, де він становить тільки мінералогічний інтерес.

На території СНД відомі прояви давсонітової мінералізації (давсонітовмісні породи) мають іншу природу: це або продукти гідротермальної діяльності, або катагенетичні утворення, які виникли внаслідок дії содових вод на глиноземовмісні породи. Теоретично можна собі уявити катагенетичні родовища давсонітових порід, однак поки що таких не виявлено. Сьогодні відомо *два самостійні типи епігенетичних давсонітових порід*: білоруський та кузбаський.

Білоруський тип поширений у карбоні Прип'ятського прогину. Тут прошарки давсонітових порід потужністю до 0,6–0,8 м (вміст давсоніту – до 60 %) приурочені до товщі строкатоколірних каолінітових глин візе, які вміщують аліти і боксити. Ця товща безпосередньо залягає на карбонатних, місцями соленосних відкладах девону. Цікаво, що давсонітові прошарки виявлені тільки поблизу середньої частини девонської солянокупольної структури на глибинах 450–550 м. Ніяких ознак гідротермальної діяльності не зафіксовано. Поблизу відомі прояви нафти і газу.

Кузбаський тип знайдено в південно-східній частині Кузбасу. Тут давсоніт у вигляді тонких прожилків розташований у пачці туфогенних порід потужністю до 17 м, які перешаровані з вуглистими. Найбільші вмісти давсоніту приурочені до зон глибинних розломів, по яких, мабуть, і циркулювали лужні вуглекислі води.

Донедавна давсоніт уважали рідкісним, переважно гідротермальним мінералом. Останніми роками визначено його досить значне поширення в екзогенних утвореннях. Трудність діагностики ускладнює роботи з його виявлення. Визначення давсоніту потребує використання комплексної методики, яка охоплює хімічний, термічний, рентгенівський та ІК-спектрометричний аналізи.

З приводу будови, складу і генезису бокситоносних латеритних покривів сучасного тропічного поясу Землі є велика кількість як зарубіжної, так і вітчизняної літератури.

16.4. Походження й поширення латеритів і бокситів

Латерити – продукти сучасної кори звітрювання силікатних порід, які утворюються в умовах тропічного і субтропічного клімату.

У латеритному профілі звітрювання розрізняють такі *зони* (за матеріалами латеритної кори звітрювання Індії та Ефіопії).

1. Поверхнева зона. Складена зверху червоною глиною, нижче щільною залізистою кіркою, яка утворена з гідрооксидів (і частиною оксидів) заліза і гідраргіліту червоного або червоно-бурого кольору.
2. Нижча зона збагачення, плямиста, складена переважно гідраргілітом з домішкою гідрооксидів заліза.
3. Зона первинного розкладання, утворена, головню, каолінітом, зверху з домішкою кремнезему (кременисто-каолінітова).
4. Каолінізовані кристалічні породи.
5. Незмінні кристалічні породи.

Латеритна кора звітрювання утворюється під час інтенсивного промивання ґрунту дощовими водами, унаслідок чого виноситься кремнезем і більшість катіонів. На місці залишаються найменш рухливі сполуки. Можливо, що в цьому процесі беруть участь мікроорганізми.

З приводу походження бокситів є такі *гіпотези*.

1. Боксити – хемогенний осад, утворений у морських і озерних водах завдяки коагуляції й осадженню гелів глинозему.
2. Боксити утворюються внаслідок дії сірчаної кислоти на каолінітові мінерали. Сірчана кислота виникає в разі окиснення піриту.
3. Боксити – хемогенні утворення – вичопна кора звітрювання латеритного типу.
4. Боксити – наслідок розмивання латеритної кори звітрювання і перевідкладення продуктів звітрювання в морських і озерних водоймах.
5. Боксити утворюються в болотно-озерних умовах унаслідок концентрації глинозему рослинами.
6. Утворення бокситів пов'язане з підводною вулканічною діяльністю – винесенням у морські води глинозему і потім осадженням гідрооксидів алюмінію хімічним способом.

Вивільнений під час звітрювання глинозем (розкладання каоліну) рухливий тільки в різко кислих і різко лужних умовах, які зрідка трапляються в природі. Гідроокис алюмінію може утворити стійкі в розчині колоїди з гумусовими речовинами. У такому вигляді річкові води виносять їх в озера і моря, де й відбувається відкладання у вигляді гелю гідрооксиду.

Однак утворення бокситів унаслідок хемогенного осадження у водних басейнах (гіпотеза А. Архангельського, 1957) навряд чи мало важливе значення через малу рухливість сполук алюмінію. Відкриття і вивчення нових родовищ бокситів останніми десятиліттями засвідчило, що більшість бокситів – це або латеритна кора звітрювання (Белгородські, Криворізькі та ін.), або водно-осадові утворення, які виникли внаслідок розмивання і перевідкладення латеритної кори звітрювання в озерних і морських басейнах (Тихвинське, Північноонецьке та ін.).

Боксити – важкий об’єкт для вивчення внаслідок малих розмірів частинок глиноземистих мінералів і часто інтенсивного забарвлення тонкодисперсними оксидами заліза. *Основні методи дослідження бокситів* – термічний, рентгенівський і хімічний аналізи. Вивчення їх у шліфах та імерсії – важливий, проте взагалі підсобний метод дослідження.

Найбільші поклади бокситів виявлені в смузі бокситових родовищ східного схилу Північного Уралу (Червона Шапочка та ін.) девонського віку, Тихвинські боксити північно-західної окраїни Підмосковного басейну кам’яновугільного віку, мезокайнозойські боксити Мугоджар і Казахстану, Криворізькі третинного віку. Також великі родовища бокситів відомі в Греції, Південній Франції, Північній Америці (третинні боксити Арканзасу) та ін.

Основну масу бокситів, які добувають, застосовують для одержання алюмінію, деяку частину – для виготовлення вогнетривів і адсорбентів.

Контрольні питання

1. Визначення і загальна характеристика високоглиноземистих порід і алюмінієвих порід.
2. Характеристика алітів.
3. Характеристика бокситів.
4. Класифікація глиноземистих порід.
5. Мінералого-хімічні й текстурно-структурні особливості глиноземистих порід.
6. Основні рудні мінерали бокситів.
7. Бокситоносні формації, умови їхнього утворення.
8. Алунітові породи і руди.
9. Поширення і походження латеритів і бокситів.

17. Залізисті породи і залізні руди

17.1. Визначення, класифікація та загальна характеристика залізистих порід і залізних руд

Залізо належить до групи найпоширеніших у земній корі елементів. Його кларк у літосфері – 5,1. Кларки концентрацій заліза в промислових рудах коливаються в межах 6–14. Загальноприйнятих визначень для залізистих порід та залізних руд немає. Найбільш прийнятним є зачислення до групи залізистих порід осадових, залишкових або метаморфічних утворень, які вміщують понад 10 % заліза, переважно у формі мінералів його оксиду, гідрооксиду, карбонатів та залізистих хлоритів (табл. 17.1). Звичайно в ході геологічних робіт залізною рудою вважають породу, яка вміщує понад 30 % заліза. На Качканарському родовищі Середнього Уралу добувають малотитаністі вкраплені руди з середнім вмістом заліза 16 %. Водночас величезні за запасами родовища бурих залізняків у Приараллі з середніми вмістами 35–40 % віднесено за баланс. Річ у тому, що останніми десятиріччями в усьому світі чітко визначилася тенденція до переходу на використання в чорній металургії щораз якіснішої сировини – природно багатих залізних руд або агломерованих концентратів, які вміщують 60–65 % і більше заліза. Руди такої якості надходять на металургійні заводи багатьох зарубіжних країн з родовищ сучасної тропічної зони: Західної Африки, Австралії та Південної Америки, де вони входять до складу молодих палеоген-четвертинних латеритних покривів, розвинутих на порівняно бідних на залізо залізистих кварцитах докембрію.

Перша й обов'язкова вимога до руди – її здатність до збагачення. Оскільки найдешевшим і економічним методом збагачення залізних руд є магнітна сепарація, то, очевидно, за інших однакових умов ліпшою буде магнетитова руда. Друга не менш важлива вимога до залізних

руд – відсутність у них шкідливих домішок: сірки, фосфору, а також хрому. До перелічених двох вимог найповніше підходять два типи залізних руд: 1) кора звітрювання на “чистих” залізистих кварцитах (синька), яка вміщує понад 60 % заліза у формі мартиту (гематиту); 2) магнетитові кварцити з вмістом “магнітного” заліза понад 15–30 %, проте які дають змогу в разі збагачення одержувати агломеровані концентрати з вмістом заліза понад 63 %.

Т а б л и ц я 17.1

Вміст заліза в промислових мінералах залізних руд

Назва	Формула мінералів	% Fe
Магнетит	$FeFe_2O_4$	72,4
Гематит	Fe_2O_3	70,0
Гідрогематит	$Fe_2O_3 \cdot nH_2O$	63–69
Гетит	$FeO(OH)$	62,9
Гідрогетит	$FeO(OH) \cdot H_2O$	48,6
Сидерит	$FeCO_3$	48,3
Пірит	FeS_2	46,6
Лептохлорити: а) тюрингіт б) шамозит	$Fe_{3,5}(AlFe)_{1,5}[Si_{2,5}Al_{1,5}O_{10}][OH]_6 \cdot nH_2O$ $Fe_4Al(Si_3AlO_{10})(OH)_6 \cdot nH_2O$	До 52,3 До 36,9

До залізистих порід належать залізні руди осадового генезису, окисні, карбонатні, силікатні й різні залізисті утворення – ортшейни, орзанди тощо, а також розсипища пісків, багатих на залізисті мінерали. Вони залягають у вигляді пластів, прошарків, лінз, гнізд та утворень неправильної форми (кора звітрювання). Класифікація залізистих порід ґрунтується на генезисі, мінеральному складі й текстурно-структурних ознаках (табл. 17.2).

Для окисних руд характерне абсолютне переважання мінералів оксиду та гідрооксиду заліза: магнетиту, мартиту, гематиту, гетиту і гідрогетиту. Залежно від петрографічного типу окисних руд у них поряд з мінералами заліза є кварц, хлорити, амфіболи, піроксени, мінерали глин (каолініт, монтморилоніт, гідрослюда), мінерали “вільного” глинозему (гібсит, беміт, діаспор).

Карбонатні руди заліза є досить економічною сировиною, проте вони зрідка трапляються в “чистому” вигляді й у великій кількості. Основний рудоутворювальний мінерал у них – сидерит і мінерали ізоморфного ряду сидерит–магнезит. Одночасно з сидеритом, зазвичай, наявні продукти його окиснення – гетит, гідрогетит.

Силікатні руди. Практично єдиною групою рудних силікатних мінералів заліза є група залізистих хлоритів. У залізних рудах залізисті хлорити часто входять до складу оолітових гетит-гідрогетитових руд,

широко розвинутих у прибережно-морських відкладах мезозою і палеогену. Залізисті хлорити (шамозит, тюрингіт) утворюють або оболонки гідрогетитових оолітів, або мономінеральні ооліти, а іноді й цемент руд.

Таблиця 17.2

Класифікація залізистих порід, за М. Логвиненком, 1967

Генезис	Мінеральний склад			
	окисні – оксиди і гідроксиди заліза	карбонатні	силікатні	змішаного складу
I. Хемогенні				
а) прибережно-морські	Бурозалізнякові пластові поклади (типу Хоперських)	Сидеритові конкреційні руди карбону, юри, Руської платформи, Англії і Франції	Шамозитові руди (типу Північноафриканських)	Оолітові-гідрогетит-лептохлорито-сидеритові (типу Керченських)
б) озерно-болотні	Бурозалізнякові конкреційні й бобові. Сучасні руди озер і боліт Півночі (з манганом)	Конкреції і стяжіння карбонатів заліза у вугленосних відкладах карбону і пермі на сучасних болотах і торфовищах		Оолітові-гідрогетит-лептохлоритові (типу Орсько-Халіловських)
в) алювіальні	Бурозалізнякові конкреційні руди – відклади північних рік			Оолітові-гідрогетит-лептохлорито-сидеритові (типу Приаральських)
г) підґрунтові	Орштейни, орзанди північної лісової зони			
д) кори звітрявання	Залізний капелюх сульфідних родовищ			
є) метасоматичні	Бурозалізнякові скупчення по хвостах пластів вапняків (Донбас)			
II. Уламкові				
а) морські й алювіальні	Магнетитові піски. Продукти перемивання давніх залізних руд			

Сульфідні руди заліза осадового генезису як руди на залізо значення не мають. Сульфіди заліза (пірит, марказит) часто трапляються і в карбонатних, і в силікатних, а іноді в оксидних рудах заліза. Наявність сульфідів різко знижує якість залізних руд.

За текстурно-структурними ознаками і мінеральним складом залізні руди розділяють на три групи: 1) масивно-шаруваті, 2) оолітові, 3) псевдоморфні.

Масивно-шаруваті залізні руди мають масивну, смугасту або шарувату текстури. Структури цих руд, зазвичай, зернисті, лускуваті, мікроволокнисті.

Масивно-шаруваті залізні руди частіше приурочені до давніх (докембрійських і ранньопалеозойських) залізоносних формацій, однак трапляються і серед молодших утворень, наприклад, на пізньодевонських залізородних родовищах Центрального Казахстану.

Оолітові залізні руди найбільше поширені на родовищах фанерозою. До цієї групи, крім власне оолітових, входять бобові, сферолітові, жовнові залізні руди, а також продукти їхнього часткового перевідкладення: оболонко-бобові, конгломерато-жовнові та ін. Найбільш характерними структурами цих руд є оолітова, бобова, крустифікаційна, уламкова, коломорфна, жовнова, ниркоподібна.

Псевдоморфні залізні руди виникають у корах звітрювання багатих на залізо порід (залізистих кварцитів, сланців, ультрабазитів). Вони мають реліктові структури материнських порід або контракційні, псевдобрекчіїв структури.

Головні мінерали залізистих порід – лімоніт, гетит, гідрогетит, гематит, гідрогематит, лепідокрокіт, магнетит, сидерит, пістомезит, сидероплезит, анкерит, тюрингіт, шамозит, вівіаніт, керчиніт, оксиди і гідрооксиди мангану, сульфід заліза; *другорядні* – кальцит, глауконіт, хлорити, глинисті мінерали і теригенні домішки – кварц, польові шпати, слюди та ін. Хімічний склад залізистих порід наведений у табл. 17.3.

За зовнішнім виглядом і забарвленням залізисті породи досить різноманітні: оксидні і гідрооксидні породи забарвлені в бурі, вохристо-бурі, червоно-бурі, вишнево-червоні до червоних тонів. Хлоритові й хлорито-сидеритові – у зеленкуваті-сірі-тютюнові тони. Сидеритові породи мають темно-сірий до чорного колір. Темне (до чорного) забарвлення й у магнетитових пісків.

Таблиця 17.3

Хімічний склад залізистих і марганцевих порід, %

Породи	Оксиди										
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	V ₂ O	п.п.п.
Хлорито-сидеритова руда, Аятське родовище	11,78	0,22	7,28	26,63	24,28	1,37	2,57	1,21	0,45(р)	0,09	23,00
Оолітова оксидна руда, Керченське родовище	16,54	0,32	9,07	53,80	0,21	3,25(Mn ₂ O ₃)	0,69	0,61	2,21	0,10	13,97
Сидеритова руда, Виксунський р-н, м. Нижній Новгород	16,88	0,32	3,09	1,04	41,62	2,33	3,17	1,41	0,05	–	30,50
Бобова озерна руда, Карелія	19,27	0,29	8,12	35,10	–	13,19	2,61	1,06	2,45	0,06	17,11
Оолітова чорна руда, Чіатурі, Грузія	3,50	–	–	0,70	–	24,90+MnO ₂ 60,60%	3,04	–	0,52	–	5,53
Карбонатна руда, Чіатурі, Грузія	2–35	–	2–9	3–6	–	9–40	10– 30	1–2	0,3– 0,4	–	20,38

17.2. Залізоносні формації та еволюція залізнагромадження в історії Землі

Промислові поклади заліза надзвичайно різноманітні як за складом, так і за формаційною належністю, а відповідно, і генезисом. Численні залізоносні формації з промисловим зруденінням можуть бути поєднані в п'ять груп: I – залізистих кварцитів; II – залізоланцеві; III – оолітових руд заліза; IV – латерити; V – розсипища мінералів заліза.

I. **Формація залізистих кварцитів** досить різнорідна за складом. Усі залізисті кварцити мають лише *одну загальну ознаку*: обов'язкову наявність дуже специфічного типу порід – *джеспілітів*. Це щільні тонкошаруваті кварц-магнетитові або кварц-гематитові породи, у яких прошарки кварцу товщиною не більше 1–2 мм перешаровані з прошарками магнетиту або гематиту (залісної слюдки). Залізисті кварцити трапляються винятково серед докембрійських утворень.

Формацію залізистих кварцитів поділяють за складом порід, які перешаровані з джеспілітами. Отже, розрізняють вулканогенно-кременисту, туфо-сланцеву, вапняково-кременисту та інші різновиди. Залізисті кварцити вміщують колосальні кількості заліза, проте його вміст, зазвичай, не перевищує 40–45 %, у середньому становить 25–35 %. Залізисті кварцити широко розвинуті на півдні європейської частини (Кривий Ріг, Курська магнітна аномалія), на сході Балтійського щита, а також у східних районах на Алданському щиті.

II. **Залізоланцевим формаціям** властиві, головню, нижчі стадії метаморфізму порід (порівняно з залізистими кварцитами). Залізні руди масивні, переважно гематитові, утворюють витримані на сотні метрів (іноді кілометрів) пласти потужністю перші метри, іноді до десяти, максимум – 20–30 м. У цій групі виділяють суттєво карбонатні (Атасуйська група родовищ у Центральному Казахстані) й ефузивно-кременисті (Удсько-Шантарська зона на Далекому Сході). Для цієї групи характерний парагенез залізорудних пластів з манганорудними.

III. **Оолітові руди заліза**. Оолітові залізняка є одним з найбільш поширених типів залізних руд у фанерозої. Усередині цієї групи виділяють суттєво гематитові руди серед піщано-сланцевих відкладів (ордовик Приангар'я), діаспор-шамозитові руди серед карбонатних товщ (верхній девон Південного Уралу), зцементовані гетит-гідрогетитові залізняка з шамозитом і сидеритом, які переходять у сидерит-шамозитові руди серед піщано-глинистих порід (верхня крейда Північного Тургаю, палеоген півдня Західного Сибіру, неоген Керченського півострова), пухкі гетит-гідрогетитові бобові руди серед потокових піщаних відкладів (олігоценів товщі Північного Тургаю і Приаралля).

Незважаючи на порівняно низьку якість оолітових руд (*вміст заліза – 30–40 % , погана збагачуваність, багато фосфору – до 1,0–1,5 % , іноді арсену*), їхні родовища експлуатують, оскільки оолітові руди залягають практично на поверхні та в економічно освоєних районах. Таким є, наприклад, Лисаківське родовище. Це субширотна долина шириною від 2 до 10 км і довжиною приблизно 150 км, заповнена суттєво піщаними кварц-залізистими породами. В залізних бобових рудах повсюди простежується горизонтальна, іноді коса шаруватість. Найбагатші відміни, так звана макова руда, представлені добре відсортованими майже чорними блискучими бобовинами гетиту розміром до 0,1 мм.

IV. У групі *латеритних залізоносних формацій* треба виділяти два типи, що різко відрізняються: 1) утворення, які вміщують елювій на залізистих кварцитах; 2) утворення, які вміщують елювій на ультраосновних породах.

Елювіальні залізні руди, особливо ті, що виникли на “чистих” магнетитових або залізолюдково-магнетитових кварцитах, і продукти їхнього перевідкладення (канга) вміщують до 60–70 % заліза і часто представлені мономінеральним гематитовим пластом. Елювіальні залізні руди на ультраосновних породах є значно гіршою сировиною. Хоч у деяких країнах тропічного поясу Землі (на Кубі, у Гвінеї та ін.) кількість заліза в цьому типі руд досить велика (50–55 %), ці руди завжди вміщують шкідливу домішку хрому (до 3 %) і їх важко збагачувати.

Елювіальні руди заліза кам'яновугільного віку, пов'язані з залізистими кварцитами, розробляють на Курській магнітній аномалії і в Кривому Розі.

Елювіальні руди юрського віку, приурочені до ультрабазитів, добувають у районі Халілово (Південний Урал), де вони вміщують 35–45 % заліза, до 3 % хрому і леговані нікелем та кобальтом.

V. *Розсипища мінералів заліза* розвинуті вздовж узбережжя деяких сучасних морів та океанів. Зокрема, магнетитові розсипища експлуатують на узбережжі Філіппінського архіпелагу, вони відомі уздовж північного узбережжя Азовського моря, на Курильських островах і на східному узбережжі Чорного моря, у провінції Квебек у Канаді, на півострові Флорида в США, у Бразилії. *Відмінною рисою цих руд є їхня легка збагачуваність.*

Величезні кількості заліза нагромаджуються нині на дні Світового океану у вигляді *залізо-манганових конкрецій*. Деякі країни (США, Японія) уже розробляють проекти видобутку цих конкрецій для одержання з них Сu, Ni, Co та інших елементів. Можливо, надалі розглядатимуть питання і про утилізацію заліза, вміст якого в конкреціях становить до 21 %.

Еволюція процесу нагромадження заліза в історії Землі виявилась надзвичайно різко. Для раннього, докембрійського, етапу розвитку Землі характерне формування залізистих кварцитів, які вміщують величезні запаси залізних руд. Ця група неоднорідна й об'єднує низку суттєво різних формацій, які послідовно замінюють одна одну.

Для архейської ери типове формування переважно ефузивно-кременистих залізоносних формацій, які в ранньому і середньому протерозої замінені вапняково-сланцево-кременистими й ітабіритовими (доломіто-кременистими), які вміщують потужні пласти залізистих кварцитів. Витриманість рудних пластів, одноманітна тонкошарувата текстура формацій, великі площі їхнього розвитку дають підстави досить обґрунтовано говорити про нагромадження осадів у великих водних басейнах, мабуть, подалі від берегової лінії, зі специфічними, поки що не з'ясованими параметрами середовища.

У пізньому протерозої практично припинилося формування групи залізистих кварцитів. Модифікацією цього типу нагромадження заліза, мабуть, можна вважати залізорудні пласти залізоланцевих утворень. Ці пласти, зазвичай, асоціюють з кремнеземом, однак завжди мають суттєво гематитовий або гідрогематитовий склад. Для цих утворень часто фіксують безпосередній зв'язок з підводним вулканізмом.

У пізньому протерозої виник принципово новий тип нагромаджень заліза – оолітові руди. До мезозою оолітові руди мали переважно гематитовий склад, а потім – гетит-гідрогетитовий або шамозитовий з більшою або меншою домішкою сидериту.

Утворення оолітів у палеозої відбувалось на великих площах, мабуть, у прибережних частинах великих водойм. На початку ж мезозою простежено певну локалізацію залізнагромадження в лагунах, які розташовані поблизу давніх залізорудних родовищ (наприклад, Аятська лагуна туринського моря на півночі Тургайського прогину розташована поблизу кам'яновугільних родовищ Соколовсько-Сарбайської групи). Далі вже в олігоцені простежувалося формування оолітових, оолітобобових і бобових руд заліза безпосередньо в естуаріях або в руслах континентальних водостоків (родовища Північного Приаралля та ін.).

До девону належить поява перших родовищ заліза, пов'язаних з корама звітрявання, однак природно багаті руди з вмістом заліза 60 % і більше, мабуть, з'явилися тільки в ранньому карбоні як елювій “чистих” магнетит(гематит)-кременистих залізистих кварцитів.

Латеритні залізорудні родовища на ультрабазитах вірогідно виникли ще пізніше – тільки в середині мезозою (у ранній юрі) (Халілове на Південному Уралі, Єлисаветинське на Середньому Уралі). Проте максимального розквіту процеси латеризації досягли пізніше – у кайнозої,

коли були сформовані найбагатші родовища латеритних залізних руд у сучасній тропічній зоні Землі на залізистих кварцитах (родовища Ліберії, Габону, Австралії, Бразилії, Венесуели та ін.) та на ультра-основних масивах (родовище Калум у Гвінеї, відомі родовища Куби і Нової Каледонії).

На сучасному етапі розвитку Землі простежується поява ще одного промислового типу залізоносних формацій – *гематит-магнетитових розсипів*, які формуються вздовж морських та океанічних узбереж, складених магнетитовмісними породами.

Наголосимо на *загальній тенденції*, що простежувалася впродовж усієї історії Землі, – “виходу” залізних руд з докембрійських океанів на прибережні мілководдя палеозойських морів, далі в мезозої – у лагуни, а потім у кайнозої безпосередньо в континентальні долини і, нарешті, на розчленовані вододільні простори, складені корама звітрювання залізовмісних порід.

17.3. Походження і поширення залізистих порід

Джерелом заліза є кристалічні породи, які вміщують численні залізисті мінерали. Під час звітрювання залізо переходить у гідроксид і переміщується під дією вод у вигляді механічного завису і колоїдів гідроксиду заліза. Частково перенесення відбувається у вигляді сульфатів і бікарбонатів закисного заліза. Принесене таким способом залізо розподіляється у водоймах за законами механічної диференціації, згідно з гідродинамікою басейну. Оскільки частинки завису і колоїди мають малі розміри, то найбільші (кларкові) кількості заліза простежено в глинистих осадах.

Рудні концентрації заліза виникають, головню, у разі діагенезу, завдяки нагромадженню завису і колоїдів – гідроксидів заліза, перетворенню їх і уламкових мінералів, що вміщують залізо (піроксени, амфіболи, слюди, гранати, магнетит, ільменіт та ін.), концентрації яких у мілководній ділянці моря бувають значними, а також завдяки височуванню підземних вод, багатих на залізо.

На провітрюваних ділянках дна (прибережно-морські умови з розвитком піщаних осадів – літораль і сублітораль) утворюються бурозалізнякові – оксидні руди. У лагунно-затокових умовах у відновному середовищі виникають хлоритові й сидеритові руди.

Значно різноманітніші умови виникнення залізних руд на суші.

Залізні руди утворюються в зоні окиснення сульфідних родовищ (залізний капелюх або скляна голова) і під час процесів метасоматич-

ного заміщення вапняків. У країнах з надмірною вологістю і лісовим покривом виникають залізисті конкреції і стяжіння на рівні ґрунтових вод (орштейни й орзанди під підзолистими ґрунтами півночі). Іноді вони мають практичне значення.

Особливо часто залізнi руди формуються в озерно-болотних умовах.

В озерах і болотах півночі нагромаджуються окисні бобові руди, які часто вміщують значну домішку мангану. Осадження заліза відбувається хемогенним способом, однак можлива участь бактерій. У болотах і торфовищах у відновних умовах утворюються сидеритові стяжіння і конкреції.

І, нарешті, можливе виникнення залізистих порід – оолітових, гідрогетит-лептохлорито-сидеритових – у річкових (заплавних) дельтових і лиманних осадах (олігоценові руди Приаралля).

Родовища залізних руд: Керченське в третинних відкладах, Хоперське в девоні, Халіловське, Приаральська група родовищ в олігоцені, Тульські й Липецькі руди карбону підмосковного басейну, родовища Ельзасу і Лотарингії, Північної Африки та ін.

Практичне застосування – руди на залізо.

Контрольні питання

1. Визначення і класифікація залізистих порід.
2. Типи залізних руд і їхні основні ознаки.
3. Характеристика головних мінералів залізистих порід.
4. Залізоносні формації.
5. Умови залізнагромадження в історії Землі.
6. Поширення і походження залізистих порід.

18. Манганові породи і руди

18.1. Визначення і характеристика манганових руд

Манган дуже поширений у земній корі. Його кларк у літосфері – 0,1 %. Найбільші концентрації мангану приурочені до порід ультраосновного й особливо основного складу. Кларки концентрації мангану в промислових рудах високі й становлять 200–400, однак, незважаючи на це, родовища мангану осадового генезису трапляються порівняно часто.

Поняття “манганова порода” і “манганова руда” досить невизначені. До групи манганових порід звичайно належать породи, що містять перші відсотки мангану в будь-якому вигляді. Наявність таких порід уже свідчить про минулу аномальну поведінку мангану і потребує обов’язкової оцінки території на манганові руди.

Єдиного стандарту на манганову руду немає. Це пояснюють передусім тим, що манган застосовують у різноманітних галузях господарства: у чорній металургії, як легувальну домішку в ході виплавлення якісних сталей (головний споживач), у кольоровій металургії, у хімічній, скляній та керамічній промисловостях тощо. Кожне виробництво ставить свої вимоги до манганової руди.

У колишньому СРСР для кожної групи експлуатованих родовищ (а їх усього чотири: Нікопольська в Україні, Чіатурська в Грузії, Карахсальська і Джездинська у Центральному Казахстані) були свої вимоги.

Детальну технологічну класифікацію манганових руд розробив А. Бетехтін, однак сьогодні вона має лише наукове значення.

Для загального орієнтування під час геологічних досліджень досить мати на увазі таке: *промислові руди мангану, що не потребують збагачення, повинні вміщувати 35–40 % металу. Сира ж руда за умови її легкого збагачення (флотації, розсіювання та ін.) може містити близько 10–20 % мангану.* Руди, які важко збагачувати (наприклад,

представлені силікатами мангану), поки що взагалі не використовують у промисловості.

Мінеральний та петрографічний склад манганових руд і манганових порід такий, що переважна більшість рудних мінералів мангану трапляється у вигляді тонкодисперсних коломорфних утворень, які важко піддаються діагностиці. Також у складі манганових мінералів дуже часто наявні різноманітні домішки, форма входження яких у ґратку мінералів неясна.

Найбільшу промислову цінність становлять кисневі сполуки мангану (табл. 18.1). Треба пам'ятати, що під псиломеланом звичайно розуміють групу гідроксидів мангану складного і непостійного складу. Порошкуваті різновиди псиломелану часто називають *вадом*. Фіксують здатність псиломелану сорбувати Ba, Co та інші елементи.

Т а б л и ц я 18.1

Вміст мангану в промислових мінералах манганових руд

Мінерал	Хімічний склад	Вміст Mn, %
Псиломелан	MnO, MnO_2, nH_2O	До 65
Піролюзит	MnO_2	63,2
Манганіт	$MnOOH$	62,5
Гаусманіт	Mn_3O_4	72,0
Брауніт	$3Mn_2O_3 \cdot MnSiO_3$	70,7
Родохрозит	$MnCO_3$	47,8
Олігоніт	$(Fe, Mn) CO_3$	32,2
Манганокальцит	$(Mn, Ca) CO_3$	35,5
Родоніт	$(Fe, Ca, Mn)SiO_3$	До 35,6
Спесартин	$Mn_3Al_2 (SiO_4)_3$	33,3
Рамсделіт	MnO_2	
Криптомелан	$K_2, (H_2O), Mn_{8-x} (O, OH)_{16}$	
Романешит	$(Ba, H_2O)_2 Mn_5O_{10}$	
Тодорокіт	$(Na, Ca, K, Mn)(Mn, Mn, Mg)_6O_{12} \cdot 3H_2O$; або $(Mn, Mg, Ca, Ba, K, Na)2Mn_5O_{12} \cdot 3H_2O$; або $(Ca, Na, K, Ba, Al)(Mg, Mn, Zn)Mn_5O_{12} \cdot 3H_2O$	
Рансьєїт	$Ca_2Mn_2(Mn_6 Mn_2O_{16}) 6H_2O$	
Бернесит	$(Ca, Mg, Na, K)_2(Mn, Mn_2)(O, OH)_2$, де $X < \text{або} = 1$	
Нсутит	MnO_2	
Вернадит	$MnO_2 (R_2O, RO, R_2O_3)$, де $R - Na, K, Ca, Fe$ та ін.	

Окрім кисневих сполук, у деяких промислових родовищах поширені його карбонати. Найцінніший карбонат – родохрозит у чистому вигляді не трапляється, тому що завжди вміщує ізоморфну домішку заліза, кальцію, магнію і часто переходить у манганокальцит або ж олігоніт.

Силікати мангану самостійного промислового значення не мають, однак по них часто розвиваються високоякісні окисні руди. Найбільше поширені серед силікатів мангану родоніт (орлець), який використовують як цінний виробний камінь, бустаміт і мангановий гранат – спертин.

18.2. Типи манганових руд, їхня класифікація й умови утворення

Манганові руди поділяють на три мінералого-петрографічні типи, різко відмінні за технологічними властивостями: *окисні, карбонатні й силікатні*. До них тісно примикають *окиснені*, що виникли в корах звітрювання на карбонатних і силікатних манганоносних породах.

Окисні руди складаються переважно з мінералів оксиду і гідрооксиду мангану. Серед окисних руд виділяють *два різновиди*: неметаморфізовані руди та руди, що тою чи іншою мірою зазнали метаморфізму.

Неметаморфізовані руди вміщують псиломелан, піролюзит, вернадит і менше манганіт. Це, звичайно, легко збагачувані, найцінніші для промисловості конкреційні або ж оолітові різновиди. Вміст мангану в концентратах, які з них отримують, досягає 45–50 %. Цей же мінеральний склад характерний і для залізо-манганових конкрецій, що утворюють обширні поля на дні сучасних океанів.

Метаморфізовані окисні руди мангану вміщують переважно брауніт і гаусманіт. Це щільні, часто скременілі чорного кольору породи, які, окрім мінералів мангану, вміщують різноманітні форми кремнезему. У разі збагачення частина кремнезему завжди залишається з мінералами мангану, що не дає змоги отримувати з цих руд високоякісні концентрати. Метаморфізовані окисні руди характерні для манганових родовищ складчастих областей. Промислові скупчення їх відомі в кременисто-карбонатних і ефузивно-кременистих манганоносних формаціях Казахстану (верхній девон), Уралу (девон–нижній карбон), Кавказу (крейда–палеоген).

Окиснені руди виникають за умов широкого розвитку кір звітрювання на породах та рудах, які вміщують манган. Вони завжди представлені сполуками гідрооксиду мангану, і лише в невеликих кількостях уміщують конкреції манганіту і піролюзиту.

Особливо широко окиснені руди розвинуті в сучасній тропічній зоні Землі, де вони входять до складу молодих (кайнозойських) латеритних покривів. Великі родовища високоякісних окиснених руд мангану відомі в Індії, Бразилії, Західній Африці, Австралії. Повсюди вони приурочені до кайнозойських кір звітрювання на докембрійських гондитах.

Карбонатні руди за природою бідні на манган. Часто вони представлені вапняками та доломітами з більш-менш багатим вкрапленням родохрозиту і манганокальциту.

Вміст мангану в карбонатній руді не перевищує 13–20 %, однак, незважаючи на це, карбонатні руди, особливо без фосфору, становлять інтерес для металургійної промисловості, тому що одночасно є флюсом, необхідним для доменного плавлення залізних руд.

Карбонатні руди – це щільні, порівняно важкі (густина родохрозиту – 3,6–3,7 г/см³) світло-сірі породи, які зовні іноді важко відрізнити від вапняків або доломітів. У природних відслоненнях вони виділяються постійною наявністю чорних гнізд і тонких прошарків гідрооксидів мангану. Карбонатні руди найбільше поширені у фанерозойських і верхньопротерозойських манганових родовищах. Вони або утворюють самостійні пластові тіла серед карбонатних товщ (наприклад, Усинське родовище в Кузнецькому Алатау), або фаціально заміщують оксидні руди в міру руху вглиб басейну рудонагромадження (Чіатурський, Південноукраїнський манганоносні басейни).

Силікатні руди звичайно представлені родонітом і спесартином, часто з домішкою брауніту, а іноді йоганситу та інших алюмосилікатів, які вміщують манган. Силікатні руди поки що не використовують у промисловості, тому що вміст металу в них невеликий і руди практично не піддаються збагаченню сучасними методами. Силікатні (метаморфізовані) руди мангану найбільш характерні для докембрійських утворень, де вони асоціюють з кварц-гранатовими породами – гондитами.

Особливе місце серед силікатних руд мангану посідають руди болгарського родовища Оборочище палеогенового віку. Ці руди представлені гідросилікатом мангану, який уміщує до 28 % металу.

Генезис і класифікація манганових порід. Манганові руди осадового походження утворилися внаслідок хемогенного і біохемогенного осадження в умовах мілководних морських заток і прибережної частини моря, а також в озерно-болотних умовах на суходолі. Тому ці утворення класифікують як за мінеральним складом (про що йшлося вище), так і за умовами утворення (табл. 18.2).

Т а б л и ц я 18.2

Класифікація манганових руд, за М. Логвиненком, 1984

Генезис	Мінеральний склад: окисний (оксиди і гідроксиди мангану)	Мінеральний склад: карбонатний
<i>I. Хемогенні або хемобіогенні</i>		
А. Прибережно-морські, що утворилися в спокійних водних умовах	Пластові скупчення серед кременистих порід	
Б. Те саме, проте утворене у відновному середовищі		Мангановисті вапняки і карбонатні руди мангану
В. Прибережно-морські, що утворилися в умовах хвилювань і течій	Пластові й лінзоподібні скупчення мангану серед уламкових порід	
Г. Озерно-болотні	Залізо-манганові утворення переважно сучасних боліт і озер півночі	
Д. Глибоководні морські	Сучасні конкреції ложа океану	
<i>II. Хемогенні</i> Кори звітрювання	Руди кори звітрювання	

Джерелом мангану є кристалічні породи. Манган переноситься, мабуть, у вигляді колоїдів гідроксиду мангану, частково в іонній формі. Причина осадження мангану – коагуляція колоїдів і, можливо, діяльність бактерій.

Пластові скупчення манганових руд, які асоціюють з кременистими породами, утворилися в прибережній зоні неглибокого моря, про що свідчать характер осадів, домішка теригенного матеріалу (у тому числі піщаного), органічні рештки.

Нагромадження мангану пов'язане з коагуляцією колоїдів чотири-валентного мангану, принесеного з суходолу.

У мілководній зоні, де завдяки хвилюванням у великих кількостях наявний кисень, формуються *оксидні руди*, на більших глибинах у відновних умовах – *карбонатні руди* (двовалентного мангану). Так само утворюються численні манганові конкреції в глибоководних океанічних мулах.

Рідше трапляються манганові руди, які асоціюють з вапняками і пісковиками. Для руд першого типу характерна значна домішка карбонату кальцію, для руд другого типу – підвищений вміст кремнезему завдяки уламковому кварцу. Виникнення подібних родовищ також пов'язують

з привнесенням колоїдів оксиду мангану і їхньою коагуляцією в зоні нагромадження хемогенних мулів і піщаних осадів.

І, нарешті, широко відомі болотно-озерні руди мангану, у яких він у вигляді гідрооксидних сполук асоціює в різних пропорціях з оксидами і гідрооксидами заліза (лімоніт – псиломеланові руди боліт, торфовиськ Фінляндії, Карелії, Швеції та ін.).

18.3. Манганоносні формації та еволюція манганоагромадження в історії Землі

Манганоносні відклади та манганоносні руди приурочені до суворо визначених парагенетичних комплексів порід – *манганоносних формацій*. Формації об'єднують у три великі групи: *терігенну, карбонатну і кременисту*. Крім того, окремо можуть виділяти *гондитову формацію*, як комплекс глибокометаморфізованих порід, і *формацію манганоносних кір звітрювання*.

Група терігенних манганоносних формацій охоплює піщано-глинисту і конгломерато-пісковикову. Загальними ознаками цієї групи є:

- 1) переважання в розрізі піщаних і глинистих відкладів. Пісковики і піски часто поліміктові, польвошпатово-кварцові з глауконітом. Глини звичайно монтморилонітові, кременисті або карбонатні, іноді переходять у мергелі й опоки;
- 2) приуроченість до прибережних фацій великих континентальних басейнів, розташованих на стабільних ділянках земної поверхні. Максимально рудоносні нижні частини трансгресивних серій, що утворилися, мабуть, за умов семіаридного клімату;
- 3) наявність у складі областей знесення кір звітрювання або порід основного чи ультраосновного складу з підвищеним вмістом мангану;
- 4) приуроченість до відкладів пізньопротерозойсько-ранньокембрійської, пізньодевонської, пермської та палеогенової епох манганоагромадження.

Група карбонатних манганоносних формацій. Загальними ознаками цієї дуже різнорідної групи є:

- 1) складний поліпородний склад з обов'язковою наявністю змішаних кременисто-глинисто-вуглисто-карбонатних порід, часто залізних руд, іноді туфового матеріалу. Характерний підвищений кларк Cu, Pb, Zn, іноді Co і V;

- 2) приуроченість до крайових частин морських басейнів, тобто до зон зміни теригенного осадонагромадження карбонатним. Карбонатні манганові утворення звичайно мають ознаки аридних обстановок часу їхнього нагромадження: наявність шарів гіпсів, ангідритів, червоноколірних поліміктових пісковиків (карбонатні манганові відклади Передуралля, Передкарпаття, Марокко та ін.). Навіть високопродуктивні вуглисто-кременисто-карбонатні манганоносні відклади верхнього девону в Центральному Казахстані можна зачислити до субаридних утворень, оскільки органічна речовина, що міститься в них, значною мірою належать до бітумного ряду, тобто формувалася в морських басейнах;
- 3) нагромадження осадів за умов неспокійного тектонічного режиму, звичайно вслід за проявом у районі інтенсивної вулканічної діяльності. Це або міогеосинклінальні зони давніх геосинкліналей, або схили передових прогинів і зон пізньої активізації.

Роль вулканічного матеріалу в карбонатних манганоносних утвореннях незначна. Більшість з них (наприклад, карбонатні манганоносні товщі Башкирського Передуралля, Центрального Казахстану та ін.) уміщують мало вулканогенного матеріалу. Водночас відомі розрізи манганоносних товщ (наприклад, родовища Кузнецького Алатау), де поряд з карбонатними відкладами суттєву роль у складі утворень відіграє ефузивний матеріал. Особливо наголосимо, що рудні тіла в усіх випадках приурочені винятково до прошарків осадових порід;

- 4) дуже строкатий склад руд. Родохрозит і манганокальцит, які, здавалось би, повинні переважати в рудах цієї групи утворень, широко розвинуті тільки у власне доломітово-вапняковій. В інших утвореннях карбонатної групи переважають оксидні руди цілком задовільної якості;
- 5) приуроченість родовищ до відкладів пізньопротерозойсько-ранньокембрійської, пізньодевонської та кам'яновугільної епох манганоагромадження.

Група кременистих манганоносних формацій. Загальними ознаками цієї групи є:

- 1) різке переважання кременистих порід – яшм, кременистих сланців;
- 2) майже обов'язкова наявність вулканогенних порід – порфіритів кислих ефузивів, а також їхніх туфів і туфітів. У цьому разі манганові руди завжди приурочені до кременистих порід. Рудопрояви або підвищені концентрації мангану, що

- іноді простежуються безпосередньо серед ефузивних порід кременистих утворень, завжди виявляються безперспективними, що мають лише мінералогічний інтерес;
- 3) приуроченість до геосинклінальних структур (частіше до їхніх евгеосинклінальних зон). Нагромадження манганових руд відбувалося в морських басейнах, для яких звичайно характерний прояв вулканічної діяльності;
 - 4) практично нема якісних руд;
 - 5) часто простежується підвищений вміст Cu, Pb, Zn, іноді Ni, Co, V і Cr.

Гондитові манганоносні формації – це глибокометаморфізована товща гранулітової і частково зеленосланцевої фацій метаморфізму, яка складається переважно з кварц-спесартинових кристалічних сланців (гондитів), кварцитів, залістистих кварцитів, глибокометаморфізованих вулканітів. Іноді наявні лінзоподібні тіла брауніт-гематитових і браунітових руд, практично нема промислових родовищ мангану, які, зазвичай, входять до складу не використовуваних промисловістю силікатних руд. Гондити широко розвинені на багатьох давніх щитах серед архейських і, головню, протерозойських відкладів. На території колишнього СРСР гондити відомі на Балтійському щиті, на півдні Сибірської платформи і на Далекому Сході.

Манганоносні кори звітрування виникають за умов порівняно розчленованого рельєфу (горбистого, низькогірного) і вологого теплого клімату, що зумовлює розвиток деревини і трав'янистої рослинності й інтенсивну фільтрацію прісних агресивних вод через товщу манганоносних порід. Утворення власне елювіальних родовищ мангану, що відбувається внаслідок збагачення манганових порід у процесі їхнього вилуговування, потребує наявності в материнській породі не менше 2–5 % мангану. За менших вмістів у корінних породах можливе виникнення інфільтраційних або гіпергенно-метасоматичних руд.

Манганоносні кори звітрування часто вміщують родовища високоякісних руд, що особливо характерно для сучасної тропічної зони Землі.

Еволюція манганоагромадження в історії Землі. Докембрійський етап розвитку Землі був часом нагромадження величезних кількостей мангану (М. Страхов, 1968). Однак незважаючи на загальні великі запаси, манган у докембрії не утворив промислових родовищ, а головню у силікатній формі (спесартин, менше родоніт) ввійшов до складу гондитових формацій. Вміст мангану в гондитах звичайно не перевищує 10–15 %.

Гондити з бідними силікатними рудами найбільше характерні для архею. Дрібні родовища мангану з запасами в перші десятки мільйонів

тонн з'явилися лише у відкладах *протерозою*, де вони представлені шарами і лінзами браунітових руд, які залягають серед різноманітних кристалічних сланців і гнейсів.

Інший тип манганових утворень, для якого характерна широка участь карбонатних і кременисто-карбонатних відкладів, з'явився в *ранньому кембрії* (Дурновське родовище на Салаїрі, Усинське – у Кузнецькому Алатау). Відповідно, зі зміною складу відкладів змінився і тип руд: від силікатних до оксидних і карбонатних, суттєво родохрозит-манганокальцитових.

Новий потужний етап манганоагромадження належить до *девону*. У цей час були сформовані численні дрібні родовища західного борту Магнітогорського синклінорію і евгеосинкліналі Алтаю. Ці родовища, які входять до складу ефузивно-кременистих утворень, уміщували звичайно силікатні руди мангану з більшою або меншою домішкою родохрозиту і брауніту. Важливою особливістю цих утворень є відособлене перешарування ефузивних і осадово-кременистих відкладів, що свідчить про нагромадження мангану не в періоди активізації вулканізму, а навпаки, під час його різкого загасання. Загалом безпосередній зв'язок промислового нагромадження мангану з вулканічними процесами досить проблематичний, а в деяких випадках – просто недоведений.

Наприкінці девону–на початку *пермі* манганоагромадження інтенсивно продовжувалося в прибережних частинах морських басейнів Уралу та Казахстану. Характерною особливістю цих басейнів було періодичне надходження до них вулканогенного матеріалу.

Для кінця палеозойської і мезозойської ери характерне порівняно незначне нагромадження манганових руд. Манганорудний процес найбільше і найпотужніше виявився в наступному – *кайнозойському етапі* розвитку Землі. У середині *палеогену* простежувалося формування родовищ Південноукраїнського манганоносного басейну, виникли родовища в Болгарії, у Закавказзі, на Уралі.

Манганові руди цих родовищ нагромаджувались в окраїнних зонах великих басейнів за умов повільної спокійної трансгресії моря на суходіл, складений переважно елювієм порід, порівняно збагачених манганом (габро-амфіболіти та ін.).

До кінця палеогену і четвертинного періоду належить формування великих промислових родовищ манганових формацій кір звітрювання. І, нарешті, на *сучасному етапі* розвитку Землі значного поширення набуло нагромадження мангану на великих просторах дна Світового океану. Генезис цих рудних нагромаджень поки що не зовсім зрозумілий. Досить вірогідно, що вони є продуктами гальміролізу – підводного звітрювання, що супроводжується частково сорбцією мангану з океанічних вод.

18.4. Залізо-манганові конкреції Світового океану

18.4.1. Загальна характеристика залізо-манганових конкрецій

Залізо-манганові конкреції на дні океанів відкриті експедицією на кораблі “Челенджер” у 1873–1876 рр. Д. Мюрреєм і А. Ренаром. Надалі конкреції привертали увагу багатьох дослідників. Великий внесок у вивчення морського дна зробили російські дослідники П. Андрущенко, П. Безруков, Є. Янчук, Н. Скорнякова, Є. Шнюков, І. Варенцов, В. Кругляков, Г. Орловський та ін.

Конкреції відомі в Тихому, Індійському, Атлантичному океанах та на шельфі багатьох морів.

Пелагічні конкреції приурочені переважно до глибоководних районів океану. Зокрема, Дж. Мєро (1969) зазначив про повсюдний розвиток конкрецій у Тихому океані між 50° пн. ш. та 60° пд. ш., окрім континентального шельфу та глибоководних западин. За даними Н. Скорнякової і П. Андрущенко (1970), конкреції в Тихому океані знайдені на глибинах від 114 м на південь о. Хонсю до 6 000 м у центральних районах океану. Конкреції приурочені до областей зниженого темпу осадонагромадження на материковому схилі й на акумулятивних рівнинах не трапляються. Головна маса конкрецій зосереджена на глибині 4 000–6 000 м у глибоководних улоговинах з розчленованим рельєфом.

За П. Безруковим зі співавт. (1970), у рельєфі дна концентрація конкрецій зростає на вершинах або схилах, іноді біля підніжжя схилів гір і горбів, та зменшується в депресіях між підвищеними формами рельєфу. Усі дослідники констатують приуроченість конкрецій найчастіше до зон розвитку червоних глин, іноді до радіолярієвих та форамініферових мулів (глибини 4,0–4,5 тис. м). Рідше вони трапляються в карбонатних пелагічних осадах (1,0–4,5 тис. м).

За вертикальним поширенням конкрецій у розрізі осадів нерідко можна намітити декілька шарів збагачення конкреціями. Найчастіше конкреції приурочені до поверхні осад–вода, проте горизонти збагачення конкреціями знайдено на глибині до 7,5 м, що свідчить про існування епох різної швидкості осадонагромадження і, відповідно, епох, порізногому сприятливих для нагромадження конкрецій.

Загалом конкреції поширені майже на всій площі Тихого океану.

У табл. 18.3 наведено дані В. Степанова (1968) про запаси металів у конкреціях та їхнє порівняння з відповідними запасами суходолу.

Т а б л и ц я 18.3

Запаси металів у конкреціях, т

Елемент	Океан	Суша	Перевищення запасів океанів
Манган	$4,2 \times 10$	10	$\times 42$
Кобальт	$6,2 \times 10$	10	$\times 620$
Нікель	$13,4 \times 10$	$1,5 \times 10$	$\times 90$
Мідь	$8,6 \times 10$	10	$\times 8,6$
Цирконій	$1,2 \times 10$	У багато разів перевищують запаси на суші	
Молибден	$0,8 \times 10$		
Цинк	$1,4 \times 10$		

Площі залізо-манганових конкрецій в Атлантичному та Індійському океанах незрівнянно менші, що Дж. Меро (1969) пояснив значно вищими темпами осадонагромадження в Атлантиці. Найбільші поля залізо-манганових конкрецій в Атлантичному океані є в північно-західній частині, в інших районах вони трапляються рідше. Найцікавіший поклад конкрецій на глибинах 200–1 000 м на плато Блейк біля берегів Північної і Південної Кароліни та Флориди. Гольфстрім, що проходить через це плато, виносить теригенні мінерали і так знижує темпи осадонагромадження. За хімічним складом конкреції Атлантичного й Індійського океанів близькі до тихоокеанських.

Залізо-манганові конкреції досить різноманітні. Це щільні червонувато-бурі або синювато-чорні з тьмяним або синюватим блиском стяжіння, неправильні за формою, округлі, коржико-, китице- та плитоподібні. Розміри їх значно змінюються – від зерен піщано-алевритових фракцій до брил діаметром 20 см і навіть до 1–2 м. Діаметр конкрецій найчастіше лише 3 см. Найбільші конкреції знайдені в Тихому океані. Найбільша із будь-коли піднятих тихоокеанських конкрецій масою 850 кг виявлена за 500 км на схід від Філіппінських островів. В Атлантичному океані на плато Блейк піднято конкрецію масою 55 кг. Плитоподібні конкреції утворюються внаслідок зростання дуже багатьох дрібних стяжінь. Крім власне конкрецій, простежуються нальоти і кірки на породах морського дна завтовшки до 3 см і більше. Для Тихого океану О. Лісіцин (Н. Скорнякова та ін., 1970) зазначив, що розміри конкрецій зменшуються в напрямі до зон підвищених швидкостей седиментації.

Зазвичай, конкреції вміщують ядро, іноді навіть декілька ядер. У більшості випадків ядрами є уламки вулканогенних порід, лапілі пемзи і вулканічного скла, зуби акул, кістки китів, уламки коралів та інші органогенні залишки.

Конкреції мають складні текстурно-структурні малюнки, зумовлені різноманітням конкрецієутворювальних процесів. Уже візуальне вивчення зломів конкрецій, а особливо перегляд шліфів і аншліфів під мікроскопом засвідчує частий розвиток в оболонках, що вдягають ядра, концентрично-шаруватих, шкаралупувато-лускуватих, іноді коломорфних текстур, пов'язаних з процесами рудних колоїдів. Манган і ферум є довкола ядер. Ядра змінені й перетворені різними процесами заміщення гідрооксидами Mn і Fe з утворенням метасоматичних структур – петельчастих, дендритових, залишків від заміщення тощо.

18.4.2. Мінералого-хімічні особливості залізо-манганових конкрецій

Мінералогія залізо-манганових конкрецій досить складна і становить значні труднощі для діагностики. Правильним є зауваження Дж. Мєро про полімінеральність конкрецій. З огляду на це конкреції потрібно вважати породами.

Немає єдиної думки про природу найважливіших рудоутворювальних мінералів конкрецій, особливо мінералів мангану. Спочатку головним мінералом мангану вважали *вад* (Д. Мюррей і А. Ренар, 1981), однак пізнішими дослідженнями У. Базера і А. Грюттера (1956, 1957, 1959), Є. Гольберга, Г. Арреніуса (1958) та багатьох інших, резюмованими Дж. Мєро (1969), доведено існування в конкреціях принаймні трьох мінералів мангану, причому два з них не подібні на відомі мінерали мангану і є новими. Вони мають ґратку шаруватого типу, у якій чергуються шари впорядкованого MnO_2 і неупорядкованих залізо-манганових оксидів. Шари мангану, який перебуває в шестерній координації з киснем, розділені на десять прошарками з розташованими в них неупорядкованим шаром з манганом, координованим з водою, гідрооксидами та іншими катіонами (Na, Ca, Sr, Cd, Co, Ni, Mo). Структура нагадує структуру літіофориту, однак точно не описана. Третій мінерал подібний до синтетичного $SMnO_2$.

Сучасні дослідники дійшли дещо інших висновків про природу головних рудоутворювальних мінералів мангану. За Н. Скорняковою і П. Андрущенко (1970), одним із головних мінералів, що утворюють конкреції Тихого океану, є *псиломелан* $MnO_2(0-1)MnO_nH_2O$; цей мінерал підтверджений термічними та рентгенографічними аналізами. Значно поширений у конкреціях також тодорокіт та бернесит, які тісно зрослися з псиломеланом.

Таблиця 18.4

Хімічний склад залізо-манганових конкрецій Тихого й Атлантичного океанів, %

Еле- мент	Тихий океан				Атлантичний океан (чотири проби)		
	кількість проб	max	min	середнє	max	min	середнє
B*	54	0,06	0,007	0,029	0,05	0,009	0,03
Na	79	4,7	0,46	2,06	3,5	1,4	2,3
Mo	92	2,4	0,42	1,76	2,4	1,4	1,7
Al	124	7,93	0,48	3,27	5,8	1,4	3,1
Si	124	20,56	0,52	8,27	19,6	2,8	11,0
P	46	0,38	0,031	0,17	-	-	-
K	107	2,41	0,2	0,74	0,8	0,6	0,7
Ca	124	12,6	0,63	1,98	3,4	1,5	2,7
Sc*	54	0,003	0,001	0,001	0,003	0,002	0,002
Ti	123	2,52	0,06	0,66	1,3	0,3	0,8
V	54	0,11	0,021	0,054	0,11	0,02	0,07
Cr*	54	0,007	0,001	-	0,003	0,001	0,002
Mn	124	42,3	1,7	21,06	21,5	12,0	16,3
Fe	124	21,7	0,83	11,97	25,9	9,1	17,0
Co	122	1,52	0,06	0,31	0,68	0,06	0,31
Ni	124	1,54	0,036	0,67	0,54	0,31	0,42
Cu	122	1,9	0,01	0,43	0,41	0,05	0,2
Zn	81	0,15	0,019	0,071	-	-	-
Ga*	54	0,003	0,0002	0,001	-	-	-
Sr	86	0,17	0,02	0,086	0,14	0,04	0,09
0,09	54	0,45	0,033	0,016	0,024	0,008	0,018
Zr	54	0,12	0,009	0,063	0,064	0,044	0,054
Mo*	86	0,071	0,006	0,056	0,013	0,035	
Ag*	5	0,0006	-	0,0003	-	-	-
Ba	97	0,98	0,05	0,32	0,36	0,1	0,17
La*	54	0,024	0,009	0,016	-	-	-
Yb*	54	0,0066	0,0013	0,0031	0,007	0,002	0,004
Pb	90	0,25	0,011	0,1	0,14	0,08	0,1
Сор.	17	0,27	0,08	0,14	-	-	-
П.п.п.	54	39,0	15,5	25,8	30,0	17,5	23,8
За Н. Скорняковою (1970)				За Дж. Мєро (1969)			

* За даними Дж. Мєро (1962).

Крім мінералів мангану, як породотвірний мінерал у конкреціях виявлено *гідрогетит*, з нерудних – *монтморилоніт*, який тісно зростається з мінералами мангану і гідрогетитом. Досить поширений також *філіпсит*.

Серед теригенних мінералів Дж. Мєро описав з посиланням на інших дослідників кварц, апатит, біотит, піроксен, рогову обманку, слюди, шпінель, рутил, анатаз, натрієвий і калієвий польові шпати та ін.

Хімічний склад конкрецій вивчала майже кожна експедиція, яка піднімала їх на борт корабля. Найповніші узагальнення хімізму конкрецій належать Дж. Мєро (1969), Р. Скорняковій і П. Андрущенко (1970). Хімічний склад залізо-манганових конкрецій досить різноманітний. За даними останніх дослідників, у конкреціях виявлено 29 елементів (табл. 18.4).

18.4.3. Умови утворення залізо-манганових конкрецій і їхнє практичне застосування

Як уже зазначено, конкреції приурочені до глибоководних улоговин океанів з розчленованим рельєфом дна і трапляються на шельфі багатьох морів. Умови утворення залізо-манганових конкрецій завжди цікавили дослідників, проте однозначного трактування цього питання немає.

Д. Мюррей та І. Ірвін (1895) уважали, що, згідно з поглядами Д. Бьюконена, мала б існувати залежність розподілу живих організмів на дні моря від манганових конкрецій. Однак простежується зворотнє явище: довкола коралових островів, у блакитному та глобігеріновому мулі, де живих організмів багато, конкрецій немає. Проте вони поширені в найглибших западинах океану та поблизу вулканічних островів, де живі організми трапляються зрідка. Пізніше на підставі даних експедиції з корабля “Вальдівія” у 1898–1899 рр. Д. Мюррей припускав участь бактерій в утворенні конкрецій (Д. Мюррей та Філіпі, 1908). Погляд про вулканогенне походження конкрецій розвивали В. Гюмбель (1878), Ф. Кларк (1908) та багато інших фахівців. Погляди на конкреції як на біогенні утворення підтримав К. Корренс (1941), який припустив біологічну екстракцію мангану і подальший його перехід у чотиривалентну форму. Однак вони не мали прибічників і лише В. Калиненко 1949 р. розглянув роль бактерій в утвореннях конкрецій. Водночас уявлення про морські конкреції як вулканогенні утворення отримали розвиток. Ці погляди багато в чому змінилися, та ідея про вплив вулканізму на генезис конкрецій, як і раніше, простежується в багатьох працях.

Головні тези про вулканогенно-осадове походження конкрецій висловили Е. Бонатті та Р. Нейаду (1965). Вони описали великі, з усіх боків рівномірно зруденілі конкреції, нерівномірність та локальність їхнього розвитку на невеликих площах, асоціацію з вулканітами, зокрема, наявність вулканогенних порід та продуктів їхніх змін у конкреціях, локалізацію конкрецій довкола вулканів. Учені заперечили таку закономірність, як розвиток конкрецій лише в зонах теригенної седиментації; за їхніми даними, конкреції розвинуті і в деяких зонах високих темпів седиментації.

У Тихому океані, на прикладі якого розглядають питання про генезис конкрецій, багатому на вулканічні вогнища, здатність винесення мангану з лави досить висока, тому навіть невеликих підводних вивержень досить для постачання в океан величезної кількості мангану. Для мангану характерна загальна тенденція до нагромадження у верхніх шарах глибоководних осадів. К. Ведепол (1960) розрахував геохімічний баланс осадоного нагромадження в Тихому океані і, з огляду на повільні темпи осадоного нагромадження, дійшов висновку про походження мангану з вулканічних ексгальцій.

Радіологічні дослідження вмісту ізотопів U, Th, Ra-231 та Pu-239 у конкреціях Тихого океану свідчать про утворення конкрецій “з вулканогенної речовини глибинного типу”, доказом чого є також брак U-234, часте збагачення торієм (В. Чердинцев, Н. Кадиоров, Н. Новікова, 1971).

Ще за часів Д. Мюррея окремі автори наголошували на важливій ролі річкового винесення в нагромадженні мангану, інакше кажучи, ролі звітрювання континентів. А. Ренар дотримувався подібних поглядів (Д. Мюррей, А. Ренар, 1891). Аналогічні думки висловив Л. Фермор (1909). Більшість інших дослідників, які вважають головним вулканогенний процес, менш категоричні.

Д. Арреніус, Дж. Мєро, Я. Коркіш (1964) визнали важливе значення як континентального звітрювання, так і вулканічних вивержень у нагромадженні мангану у вигляді конкрецій на дні океану. Вони, однак, доводили, що переважна маса конкрецій найбільшого – Тихоокеанського – басейну виникла в ході швидкого осадження двовалентного мангану, який надходив, головню, унаслідок підводного вулканізму. Вони ж припустили, що головна маса мангану, яка виникла внаслідок континентального звітрювання, осаджувалась у чотиривалентній формі поблизу континентів. Важливу роль у генетичному розділенні конкрецій, які виникли з різних джерел надходження мангану, можуть відігравати комплекси мікроелементів у їхньому складі. Отже, визнаючи рівноцінну участь континентального звітрювання і підводних вулканічних процесів, Д. Арреніус та інші автори віддали перевагу вулканічним процесам стосовно до умов Тихого океану.

Н. Скорнякова та П. Андрущенко (1966, 1970) розглядали конкреції як діагенетичні утворення: конкреції виникають як стягіння колоїдальної рудної речовини з придонних та мулових вод, супроводжуються його перекристалізацією і метасоматичним заміщенням ядер-уламків. Вони визнали, що надходження рудної речовини в океан пов'язане з процесами звітрювання континентів, а також з вулканічними ексталяціями та підводним звітрюванням вулканогенних продуктів.

Е. Бенатті, Р. Нейаду (1965) та інші прихильники вулканогенної гіпотези допускали привнесення мангану внаслідок звітрювання суші, проте його роль в утворенні конкрецій уважали другорядною. М. Страхов зі співавт. (1968) висловив принципово іншу концепцію утворення залізо-манганових конкрецій океану. Він відмовився від гіпотези вулканогенного походження мангану й інших рудних елементів конкрецій, що наклалися на осадовий процес, і припустили суто осадове походження конкрецій. Головну увагу вони приділили питанню про джерела речовини та механізму формування пелагічних залізо-манганових конкрецій. На думку М. Страхова та інших дослідників, джерелом рудної речовини є звітрювання порід континентів. Пірокластичний і гідротермальний матеріал слугував лише другорядним інгредієнтом осадів.

Утворення конкрецій відбувається у дві стадії – седиментаційну і діагенетичну. Елементи Mn, Mo, Ni, Co, Cu, Fe, Pb, Zn накопичуються як під час седиментації, так і в період діагенезу.

М. Страхов зі співавт. (1968) уважав неправильним пояснення Г. Менарда (1960) і Дж. Мера (1965), за яким конкреції на поверхні осаду нагромаджуються внаслідок діяльності мулоїдів і виштовхування ними конкрецій на поверхню осаду. Локалізація конкрецій на поверхні осад-вода зумовлене існуванням подвійного електричного шару, особливо різко на виступах уламків вулканічних порід, зубах акул тощо. Залежно від осадження тих чи інших колоїдів знак заряду може змінюватися. Наявність уламків вулканогенних порід (пемзи, лапілі) як ядер конкрецій потрактована Е. Бенетті і Р. Нейаду (1965) як доказ вулканогенного походження конкрецій. На думку М. Страхова, це непорозуміння. Чергування в розрізі донних осадів, збагачених і збіднених конкреціями горизонтів, зумовлене різницею темпів осадонагромадження. Збагачені конкреціями горизонти відповідають моментам сповільненої швидкості осадонагромадження, прискорення осадонагромадження відповідає збідненим горизонтам.

Як засвідчують матеріали Комітету ООН з мирного використання морського дна, 1971 р. уже 19 урядових організацій та великих фірм США, Японії, Німеччини займалися питаннями розвідки і розробкою методів видобування конкрецій. На вивчення конкрецій та методів їхнього добування щороку витрачають десятки мільйонів доларів.

Дж. Меро розглядав манганові конкреції як цінне джерело мінеральної сировини. Деякі спеціалісти висловили негативні прогнози щодо економічної доцільності їхнього добування. Однак з'являється щораз більше праць зі сприятливими економічними прогнозами, які обґрунтовують рентабельність тієї чи іншої системи для добування і переробки манганових конкрецій. З 1964 по 1968 р. ціни на манган на світовому ринку зросли вдвічі й підвищуються далі, бо зі збільшенням виробництва сталі збільшується і споживання мангану. Аналогічна картина простежується у споживанні нікелю й інших металів, що містяться в конкреціях. За сучасного рівня розвитку гірничої промисловості добування манганових руд на суші поки що економічніше, ніж видобування залізо-манганових конкрецій з морського дна, також експлуатація родовищ суші пов'язана з меншим ризиком. Однак найбільші держави – США, Велика Британія, Німеччина, Японія – не мають власних ресурсів манганових руд за дуже високого рівня їхнього споживання. Наприклад, США добувають на своїй території щороку лише 1 % світового видобутку мангану, а споживають до 20 %. Тому зрозумілий великий інтерес американських, німецьких, японських та інших фірм до ресурсів мангану на морському дні, крім того, засоби видобутку конкрецій з морського дна безперервно вдосконалюються.

Інакше складався баланс у колишньому СРСР. Загальні запаси манганових руд на 1965 р. становили 2,6 млрд т, у тому числі запаси Нікопольського манганового басейну досягали 2,16 млрд т. Руди України залягають у сприятливих гірничо-геологічних та кліматичних умовах, у легкодоступній і густонаселеній місцевості. Цінність залізо-манганових конкрецій для нашого господарства може різко зрости через комплекс домішок у конкреціях, особливо таких, як нікель і кобальт. Рівень споживання цих металів дуже високий.

Зазначимо, що, як свідчать розрахунки японських дослідників, за сучасного споживання морські родовища можуть забезпечити світову промисловість міддю на 2 тис. років, нікелем на 70 тис. років, манганом на 140 тис. років, кобальтом на 420 тис. років.

Манганові руди використовують для отримання спеціальних сортів сталі, чавуну, феромангану, у хімічній промисловості, у скляному виробництві, для виготовлення сухих батарей, у медицині та ін.

Контрольні питання

1. Визначення і характеристика манганових руд.
2. Типи манганових руд і класифікація.
3. Головні мінерали промислових манганових руд.
4. Умови утворення манганових порід.
5. Манганоносні формації, загальна характеристика.
6. Умови манганоагромадження в історії Землі.
7. Залізо-манганові конкреції, загальна характеристика.
8. Особливості мінералого-хімічного складу залізо-манганових конкрецій.
9. Закономірності поширення залізо-манганових конкрецій.
10. Залізо-манганові конкреції в абісальних осадах.
11. Залізо-манганові конкреції в осадах океанів.
12. Практичне використання залізо-манганових конкрецій.

19. Вулканогенно-осадові (пірокластичні) породи

19.1. Визначення і класифікація пірокластичних порід

Пірокластичні породи займають проміжне положення між магматичними ефузивними й суто осадовими породами і є важливою групою порід, яка дуже поширена в областях наземного або підводного вулканізму всіх геологічних епох. Вони *утворюються* під час експлозивної діяльності вулканів, коли епізодично у повітря надходить подріблений вибухом матеріал – від пилюватих частинок розміром у соті та тисячні частки міліметра до великих брил діаметром у декілька метрів. Основна частина цього матеріалу відкладається поблизу центру виверження, а тонкі попелові частинки переміщуються на сотні й тисячі кілометрів. Пірокластичний матеріал в обох випадках осаджується практично миттєво й утворює чисті, без суттєвої сторонньої домішки, *пласти туфів* потужністю від декількох метрів до сантиметра й менше. За умов водного середовища в разі невеликого сповільнення осадження і нетривалого перемивання виникають можливості для деякого сортування матеріалу за розміром та його розведення нормальноосадовою (терігенною та аутигенною) домішкою. У цьому випадку утворюються *туфіти*. За значнішого перемивання та розведення нормальноосадовим матеріалом, а саме – у випадку переважання нормальноосадового матеріалу над туфовим утворюються породи, які частіше називають *туфогенно-осадовими, або туфоосадовими* (наприклад, туфопісковики, туфогравеліти та ін.), а за незначного вмісту туфового матеріалу – просто *пісковиком, гравелітом з туфогенною (туфовою) домішкою* або *породами слабкотуфогенними*. Намічені чотири ряди порід – *туфи, туфіти, туфоосадові та нормальноосадові породи з незначною туфовою домішкою* (слабкотуфогенні)

– сьогодні виділяють майже всі петрографи, літологи та вулканологи і тільки в кількісних співвідношеннях туфового і нормальноосадового матеріалу є ще деякі розбіжності (М. Швецов, 1958). Проте і в цьому останніми роками досягнуто зближення погляду, що виявилось в роботі комісією з номенклатури та класифікації вулканогенно-осадових порід узгодженої класифікації.

Межею суттєво туфових (туфів і туфітів) і нормальноосадових порід (туфоосадових і нормальноосадових з незначною туфопою домішкою) вважають, як це прийнято в літології, однаковий (по 50 %) вміст того й іншого матеріалу, а межею між туфами і туфітами – вміст осадової домішки в кількості 10 %; такий же вміст туфопою домішки є межею між туфоосадовими і нормальноосадовими породами з незначною туфопою домішкою (В. Фролов, 1964, табл. 19.1).

У межах кожного ряду за розмірами уламків виділяють *гранулометричні класи*, які значною мірою відповідають класам нормальноосадових порід. За аналогією з нормальноосадовими у нашому варіанті цієї класифікації практично повністю враховані розмірності нормальних уламкових порід (стовпець праворуч), а саме: виділені *грубоуламкові* (понад 10 мм), *крупноуламкові*, або *гравійні* (10–2 мм), у нормальноосадових породах, які об'єднують, зазвичай, з грубоуламковими, – *середньоуламкові*, або *піщані* (2,0–0,1 мм), *дрібноуламкові*, або *алевритові* (0,1–0,01 мм) і досить рідкісні – *тонкоуламкові*, або *пелітові* (дрібніше 0,01 мм) породи.

Грубоуламкові пірокластичні породи, за аналогією з нормальноосадовими, об'єднують (без гравійних порід) у два самостійні класи – *брилово-бомбових* (понад 200 мм) і *щебенево-бомбових* (200–10 мм) порід, причому нерідко з другого виділяють ще один клас – *лапільових* порід (50–10, або 30–10 мм).

Щебенево-бомбовий та піщаний класи поділяють на гранулометричні типи; у першому виділяють *три типи* – *крупні* (200–100 мм), *середні* (100–50 мм) та *дрібні* (50–10 мм) породи, причому дрібні, як уже зазначено, нерідко розглядають як самостійний клас – *лапільових* порід; у класі піщаних порід виділяють *чотири типи*: *грубі* (2–1 мм), *крупні* (1,0–0,5 мм), *середні* (0,5–0,25 мм) і *дрібні* (0,25–0,1 мм) породи. В інших класах гранулометричні типи виділяють зрідка.

Питання номенклатури класів і типів складні, їх зручніше розглядати в ході характеризування кожного ряду порід.

Продовження табл. 9.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
100-50	Лавові брекції (лавобрекції)	Вулканічний шейбч Середній (вулканічні брили і бомби дрібні) Агломерат Дрібний – лашпід Дрібний – лашпід Середній	Алгітинати Дрібний – лашпідний Середній	Туф середньо-шебневий середньогломератовий Туф дрібноцебеневий – лашпідний (дрібно-агломератовий) Туфи грубуламкові	Туфітовий агломерат середній (середньо-шебневий) Туфітовий агломерат дрібний (лашпідний – дрібноцебеневий)	Туфіт середньогломератовий (середньо-шебневий) Туфіт дрібноагломератовий (лашпідний, пільний, дрібноцебеневий)	Туфопошівч, туфоглаучиняк	Туфокопглмерати Середньоглаувкові Дрібноагларкові Брекції з туфовим матеріалом (туфобрекції) Середньоглаувкові (дрібноагларкові)	Линин Алеврити Туфоалевроліт Туфоагларліт	Слабкотуфогенні (з домішкою туфового матеріалу) Линин Алеврити Туфоалевроліт Туфоагларліт	Слабкотуфогенні (з домішкою туфового матеріалу) Алеврити Туфоалевроліт Туфоагларліт Конгломерати і брекції
10-2	10-2	Вулканічний гравій (жорстка, хрящ)	Вулканічний гравій (жорстка, хрящ)	Туф крупноламковий – гравійний	Туфітовий гравій	Туфіт гравійний	Туфогравій	Туфогравеліт	Туфогравеліт	Туфогравеліт	Туфогравеліт
2-1 1,0-0,5 0,5-0,25 0,25-0,1	Туфолави	Вулканічний пісок Вулканічний пісок Грубий Крупний Середній Дрібний	Грубий Крупний Середній Дрібний	Туфи середньоглаукові псамітові (піщані) Грубопіщані Крупнопіщані Середньоглаукові псамітові (піщані) Дрібнопіщані	Туфітовий пісок Грубий Крупний Середній Дрібний	Туфіти псамітові піщані Грубопіщаний Крупнопіщаний Середньоглауковий Дрібнопіщаний	Туфопісок	Туфопісок Туфопісок	Грубозернистий Крупнозернистий Середньозернистий Дрібнозернистий	Піски Піски	Пісковик Пісковик
0,1-0,01	0,1-0,01	Вулканічний попіл (вулканічний піл)	Алевритовий Пелітовий	Туф дрібноуламковий алевритовий Туф тонкоуламковий пелітовий	Туфітовий попіл Туфітовий алеврит	Туфіт алевритовий	Туфоалеврит	Туфоалевроліт	Туфоалевроліт	Алеврити	Алеврити
< 0,01	< 0,01		Пелітовий	Туф тонкоуламковий пелітовий	Туфітовий попіл Туфітовий пеліт	Туфіт пелітовий	Туфоглинни	Туфоагларліт	Туфоагларліт	Линин Туфоагларліт	Агларліти Туфоагларліт

Лавокластичні породи утворюються, по суті, не в разі експлозій, а під час ефузивного процесу, вони є чисто магматичними. Їх поділяють на класи: лавові брекчії (або лавобрекчії, кластолави) і туфолави. Перші утворюються під час виливання лави й особливо часто під час її руху на поверхні Землі, коли верхню напівзастиглу частину потоку (кірку) руйнує і захоплює рідша лава нижніх горизонтів потоку. Потоки в'язкіших лав нерідко повністю представлені такими породами, у яких уламки і цемент лавові, однакового або дещо відмінного (іноді тільки структурно) складу. Оскільки уламки найчастіше великі, то лавобрекчії зачисляють до грубоуламкових порід (табл. 19.2).

Т а б л и ц я 19.2

Класифікація вулканічних порід, за В. Малєєвим, 1958

I	Ефузиви	1. Лави 2. Лавобрекчії	
II	Вулканічні	1. Ефузивно-уламкові	а) кластолавові (кластолави) б) лавокластитові в) гіалокластитові
		2. Експлозивно-уламкові (пірокластичні)	а) пірокластичні без сторонніх домішок (туфи) б) пірокластичні з домішками чужого матеріалу (ксенотуфи)
III	Вулканогенно-осадові	1. Вулканокласто-осадові 2. Тефроїдні 3. Вулканотеригенні	

Спосіб утворення туфолав інший, вони відрізняються структурно від лавобрекчій, тому їх тільки умовно можна ставити в один ряд з лавокластичними породами. Туфолави утворюються під час “спінювання” лави ще в магматичному каналі й особливо в разі виходу на поверхню, коли розчинені під великим тиском газу бурхливо виділяються (у випадку зниження тиску біля поверхні й деякого розігрівання лави внаслідок окисних екзотермічних реакцій) і спінюють лаву, “поділяють її на кусочки”, звичайно дрібні. Ці “кущики” потім знову сплавляються в тонкопористу породу, якщо процес не закінчується різким вибухом та викидом пінявого потоку, з якого утворюються ігнімбрити, або викидом туфової хмари, з якої формуються туфи. Отже, туфолави складаються з уламків не грубих, сплавлених або зцементованих тим же лавовим (туфолавовим), частіше – флюїдальним цементом, від якого вони мало відрізняються.

У деяких чистих пірокластичних (тобто власне туфових) породах, що вміщують незначну (до 10 %) нетуфову домішку, грубі гострокутні

уламки (понад 200 мм) називають *вулканічними брилами*, а в разі правильної (округлої, веретено-, короваєподібної та іншої) форми – *грубими бомбами*. Пухкі скупчення цих уламків утворюють *грубий*, або *бриловий*, *агломерат*. У дрібнішому грубоуламковому класі (200–10 мм), за аналогією з нормальноосадовими породами неправильні гострокутні уламки пропонують називати *вулканічним щебенем*, *крупним* (або крупними брилами), *середнім* (або дрібними брилами) і *дрібним*, а правильні, які утворилися з кусків незастиглої лави, – *бомбами крупними* і *дрібними*. Дрібний щебінь розміром від горошини до грецького горіха (приблизно від 1 до 5 см) частіше називають *лапілями* (від італ. *lapilli* – камінці). Пухкі скупчення цього матеріалу називають *агломератом крупним*, *середнім* та *дрібним*, або *лапілевим*. Далі виділяють без відмінностей форми уламків *вулканічний гравій* (10–2 мм), *вулканічний пісок* (2,0–0,1 мм) – *грубий*, *крупний*, *середній* та *дрібний*, *вулканічний попіл*, або *вулканічний пил* (дрібніше 0,1 мм), який поділяють на *алевритовий* (0,1–0,01 мм) і *пелітовий* (дрібніше 0,01 мм).

Під час літифікації залежно від її способу цей пухкий туфовий матеріал утворює два самостійні ряди порід: *спечені* та *зцементовані породи*.

Спечені породи досить рідкісні. Вони представлені *аглоутинатами* й *ігнімбритами* (спеченими туфами), не мають цементу (у звичному розумінні слова) і за способом утворення відрізняються від звичайних туфів, разом з якими їх розглядають умовно. Ці породи, особливо ігнімбритами, стоять ближче до туфолав, з якими пов'язані поступовими переходами. *Аглоутинати* – це скупчення шлаків, бомб, лапілі й інших уламків, які були зварені і спеклися внаслідок вторинного розігрівання в ході окиснення. *Ігнімбритами*, як уже зазначено, утворюються у випадку дуже сильного спінювання лави, коли та перетворюється в газотуфову лавину – хмару. Частинки, як і в туфолавах, звичайно дрібні, під час осадження міцно спікаються одна з одною. Отже, аглоутинати й ігнімбритами практично відразу *утворюються як тверді породи; пухка стадія в них дуже короткочасна*. Усе це віддаляє їх від туфів та наближає до туфолав. У давніх товщах ці породи визначити дуже важко.

Нормально зцементованими породами, у яких цемент може бути туфовим або суто осадовим гідрохімічним, є досить поширені *туфи*, які поділяють за розміром уламків на *грубі*, або *брилові*, *грубоагломератові* (понад 200 мм), *крупнощебенисті*, або *крупноагломератові* (200–100 мм), *середньощебенисті*, або *середньоагломератові* (100–50 мм), *дрібнощебенисті*, або *дрібноагломератові*, які часто називають *лапілевими* (50–10 мм), *гравійні* (10–2 мм), *піщані*, або *псамітові* (2,0–0,1 мм), які, відповідно, поділяють на чотири типи – *грубо-*, *крупно-*, *середньо-* та *дрібнопіщані*, і нарешті, *попелові туфи* – *алевролітові* (0,1–0,01 мм) і *пелітові* (дрібніше 0,01 мм).

Номенклатура осадово-пірокластичних або туфітових порід, у яких туфового матеріалу від 90 до 50 %, аналогічна до номенклатури туфів. Відмінності полягають у додаванні прикметника “туфітовий” до назви відповідного класу і типу для пухких порід і заміні слова “туф” на “туфіт” для порід зцементованих.

Номенклатура пірокласто-осадових порід, у яких туфового матеріалу від 50 до 10 %, повторює назви нормальноосадових порід; тільки до іменника попереду додають “туфо” (наприклад, туфопісок, туфопісковик, туфоконгломерат). Для брекчій з туфовою домішкою застосовують термін туфобрекчія, незручний через різне тлумачення.

Слабкотуфогенні осадові породи, які містять туфову домішку в кількості до 10 %, називають як нормальні уламкові породи з додаванням слів “з домішкою туфового матеріалу” або, ліпше, слова “слабкотуфогенні”.

19.2. Методи вивчення пірокластичних порід (туфів і туфітів)

Порядок та обсяг вивчення пірокластичних порід, по суті, нічим не відрізняється від вивчення нормальних уламкових порід, тобто їх досліджують макроскопічно, у шліфах, механічним аналізом, під бінокляром, в імерсійних препаратах, а цемент, крім того, вивчають іншими методами. Неточні відмінності зводяться до рідкіснішого застосування власне механічного аналізу через малу міцність уламків ефузивів, коли вони зцементовані, і, навпаки, частішого застосування валового хімічного аналізу, особливо для туфів, склад яких найбільш закономірний і близько відповідає складу лав, з якими їх необхідно порівнювати.

Основними методами вивчення туфів та туфітів і близьких до них порід є візуальне, особливо польове дослідження, опис та вивчення у шліфах, а головними цілями – визначення типу уламкової структури, петрографічного складу та зачислення до одного з чотирьох (або п'яти, якщо брати до уваги і туфолави) генетичних рядів вулканокластичних порід.

Найпростіше визначають розмір та форму уламків і на підставі цих даних з'ясовують гранулометричний тип породи. Однак часто уламки виявляти важко, оскільки вони мало відрізняються від подібного до них цементу й інших уламків з огляду на одноманітність складу. Це можуть ускладнювати вторинні зміни порід, втискування одних зерен в інші та метаморфізація.

Петрографічний склад уламків визначають так само, як і в разі вивчення звичайних ефузивів – у шліфах за структурою, мінералогічним складом та хімічними аналізами. Оскільки туфи – переважно породи чисті, малозмішані, то їхній склад визначити досить просто і він входить у назву породи (наприклад, “туф ліпаритів”, “туф дацитів”, “туф андезитів” або туфи їхніх палеотипних аналогів). Значно рідкісні туфи основних ефузивів, тому що їхня лава рідша і виливається спокійно, без вибухів.

Під час вивчення у шліфах треба розрізняти три типи структури туфів, які виділяють за петрографічним характером уламків: *літокластичний*, коли туф складається з кусочків породи; *кристалокластичний* – у разі переважання уламків мінералів, що, однак, відбувається зрідка і тільки в піщаних туфах, та *вітрокластичний*, утворений уламками скла і властивий найдрібнішим – попеловим – туфам. Ці уламки скла мають дуже характерну рогульчасту або складнішу форму, яка відрізняється гострокутністю та сферичністю поверхні, причому сферичність напрямлена опуклістю до середини зерна. Така форма утворюється під час вибуху пухирців газу у лаві, стінками яких і були уламки скла. Часто всередині уламків зберігаються інші, дрібніші пухирці, і самі уламки стають губчастими. Гострі кути уламків свідчать, що їх не переносила вода. *Вітрокластична структура зберігається* у вигляді реліктів навіть у сильно змінених, розкристалізованих породах нижнього палеозою, тому є цінним геологічним свідченням (рис 19.1).

Склад туфітів різноманітніший і змішаний, тому часто не можна сказати, з якого ефузиву він утворився. Та все ж у всіх випадках необхідно виявити склад туфіту і з'ясувати його зв'язок з тим чи іншим ефузивом. Ще важче це зробити стосовно туфоосадових порід, склад яких, зазвичай, буває ще більше змішаним.

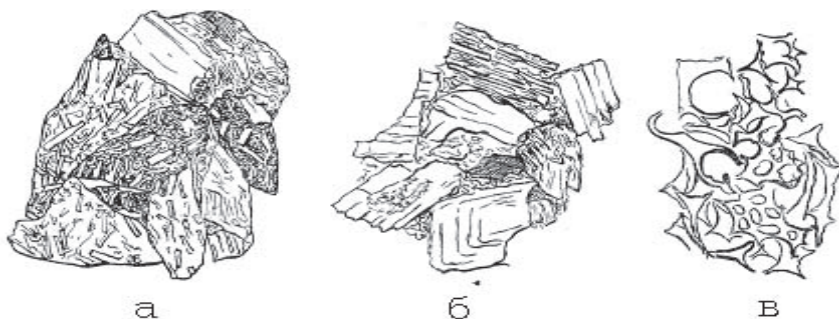


Рис. 19.1. Типи структур туфів (за петрографічним характером уламків):
а – літокластичний; б – кристалокластичний; в – вітрокластичний.

Складності вивчення туфових і загалом вулканокластичних порід полягають у нечіткості ознак, за якими треба б розрізняти *породи різних генетичних рядів* – власне туфових, туфітів, туфоосадових порід і суто осадових вулканоміктових порід – граувак. Усі ці породи можуть мати однорідний, подібний склад, формуватися необкатаними і незвітрілими уламками й відрізнятися поганою відсортованістю, тобто і грауваки, а не тільки туфіти і туфопісковики або туфоконгломерати, можуть бути прийняті за туфи. Тому так часто всі уламкові вулканоміктові породи (тобто складені уламками ефузивів) вулканогенних товщ називали туфами і не виділяли нормальних пісковиків, гравелітів, конгломератів, начебто вони не утворювалися під час виливання лав і нагромадження туфів. Між іншим, навіть у наземних умовах туфогенний і лавовий матеріал зазнає посиленого перемивання у тривалі періоди між черговими виверженнями вулканів, а в морських вулканогенних товщах, з якими найчастіше стикаємося в ході вивчення давніх відкладів, перемивання часто відіграє провідну роль. А це призводить до утворення вже нормальноосадових порід, хоча за складом та іншими ознаками вони можуть і не відрізнятися від туфів. Отже, для визначення характеру вулканічної діяльності та частоти вивержень їх необхідно розрізняти, оскільки за констатацією туфу стоїть факт одночасного виверження вулкана, що датоване кожним прошарком туфу, яким би тонким він не був.

Типоморфними особливостями туфів є *однорідність матеріалу, його свіжість, незвітрілість та необкатаність, погане сортування або несортованість, тотожність складу з відповідним ефузивом, частково тісний зв'язок у розрізі*.

Туфіти відрізняються *ліпшим сортуванням, деякою обкатаністю, більш змішаним складом, більшою кількістю суто осадового матеріалу (у тому числі й решток тварин), хоч він може і не відрізнятися від туфового*.

Туфоосадові породи за цими ознаками ще більше відрізняються від туфів; вони містять також зруйновані або звітрілі уламки. Однак, як уже зазначено, туфоосадові породи і навіть грауваки іноді практично не відрізняються від туфів. Звідси впливає потреба пошуків методів їхнього розрізнення, а з іншого боку, – неможливість у багатьох випадках упевнено поділяти в описі розрізу вулканоміктові породи на туфи, туфіти, туфоосадові й нормальноосадові породи. Для запобігання помилкам у разі зачислення конкретних шарів до цих порід необхідно називати їх загальним терміном (наприклад, “вулканоміктовим” пісковиком, конгломератом тощо).

19.3. Визначення вулканічного скла

Вулканічне скло – це загартований силікатний розплав, що утворюється під час експлозивної вулканічної діяльності, відрізняється різноманітністю речовинного складу та структури. Причини різноманітності зумовлені багатьма чинниками. І. Гущенко 1965 р. зазначив, що показники заломлення та морфологія частинок скла у попелі північної частини півострова Камчатка залежать від типу виверження.

Дж. О'Кіф 1976 р. дійшов висновку, що шлакові та пемзові форми утворюються під час спінювання лав під впливом поверхнево-активних речовин, таких як P_2O_5 , V_2O_5 , Cr_2O_3 , або окисної атмосфери, тоді як у відновних умовах під час вивержень з'являються хондромні краплі та бризки.

А. Гептнер на прикладі Ісландії довів вплив фізико-географічного середовища на структурно-текстурні та петрографічні типи вулканогенних порід. Велика кількість склуватого матеріалу, у складі якого переважає тагіліт, формується під час лавового монтування розплаву в субаеральних умовах. У разі взаємодії базальтового розплаву з водою утворюються десквамаційні, пульверизаційні та гідроексплозивні гіалокластичні, складені з загартованого базальтового скла – *сидеромелану*.

Н. Кураленко на прикладі Камчатки та Вірменії дійшов висновку, що найважливіші особливості пірокластички зумовлені перш за все *складом початкового розплаву, характером вулканізму та типами вивержень*. Наприклад, вулканічні попели вивержень гавайського типу утворюються в невеликій кількості і складені переважно з фігурних, видовжених частинок, крапель прозорого коричневого скла з $n = 1,55-1,60$. У попелі експлозій стромболіанського типу переважають жмуткуваті, неправильні фігурні частинки поруватого прозорого скла з домішкою уламків лав, шлаків, кристалів. У попелі експлозій вулканічного типу, навпаки, зазвичай домінують непрозорі та напівпрозорі частинки тахіліту, лав, менше мінералів та прозорого скла.

В. Наседкін, Т. Соловйова, А. Гараєв і А. Магер довели, що родовища вулканічного шлаку та пемзи відрізняються *закономірностями локалізації та умовами утворення*. Вони розташовані вздовж великих розломів або зон вулканічної активності. У Закавказзі та Забайкаллі поля вулканічних шлаків і пемзи пов'язані з великими рифтовими зонами. За даними геофізичних досліджень та вивчення ксенолітів, утворення базальтових магм відбувалося на глибині 50–70 км, у зоні верхньої мантії.

Родовища пемзи пов'язані з кільцевими структурами острівних дуг, вулканічних поясів окраїн континентів та внутрішньоконтинентальних вулканічних поясів.

тальних зон вулканічної активності. Виверження пемзи відбуваються внаслідок рідкісних, однак потужних кальдероутворювальних вибухів. Склад ксенолітів і включень свідчить про можливість таких механізмів генерування кислих магм, як анатексис або ультраметаморфізм порід кори, альтернативно-магматична та кристалізаційна диференціація, ультраметаморфізм та селективне плавлення речовини верхньої мантії. Однак зазначимо, що для кислих розплавів температури ліквідусу, які визначені за складом кристалічних фаз у твердих розчинах залізо-титанових оксидів, є в межах 962–1 193 К. Температурний інтервал 200 К між ліквідусом та солідусом означає, що кислі магми не можуть бути продуктом кристалізаційної диференціації базальтових магм і, мабуть, є наслідком корового плавлення.

19.4. Типи вулканічного скла, їхня характеристика й оптичні властивості

Відповідно до уявлень В. Наседкіна, у складі *ріолітової вулканокластики переважають склуваті породи*. До них належать *пемзи, вітрокластичні, зварені та спечені туфи*.

Пемзою називають порувату вулканічну породу, склад якої змінюється від андезитодациту до ріоліту. Вона має жовтувато-сіре або біле забарвлення та макроскопічно нагадує пінисту масу. Розміри шматків пемзи коливаються від 1 до 30 см. Вона складена з вкраплеників, вулканічного скла та пор. На частку вкраплеників припадає 2–5, іноді 10–15 %. У їхньому складі трапляються *моноклінні та ромбічні піроксени, рогова обманка, біотит, андезин, рудні мінерали, апатит*. Скло під мікроскопом безколірне або жовтувате. *Поруватість* його у пемзах – понад 70 %, у пемзоподібних породах – 50–70 %, у поруватому склі – 15–20 %. Розмір великих пор – понад 0,3 мм, дрібних – 0,05–0,3 мм, *варіолей* – до 0,05 мм. Великі пори мають лінзоподібну в плані та щілиноподібну в розрізі орієнтовану форму. Форма варіолей правильна еліпсоподібна. Від 1/2 до 4/5 об'єму варіолей заповнено концентрованим розчином хлоридів.

Вітрокластичні ріолітові туфи мають виразну уламкову структуру. *Жорств'яні та псамітові* різновиди складаються з кутастих уламків пемзи (див. рис. 19.1), *алевритові* – з рогульчастих, волокнистих, витягнутих трикутних з угнутими боками, менше ниткоподібних уламків скла – продуктів подріблення пемзи. Іноді наявний літокластичний матеріал, представлений *ріолітом* (нерідко сферолітової будови) та

андезитом. Уламки кристалів трапляються зрідка. Вони представлені *кварцом, плагіоклазом, санідином, роговою обманкою, біотитом, піроксеном*. Кількість кристалокластів зростає з появою літокластичної домішки. Цемент склуватий.

Зварені туфи відрізняються від попередніх утворень явищами зварювання уламків. За спостереженнями В. Наседкіна, найбільш зварені відміни розміщені в потужних та витриманих за простяганням вітрокластичних зонах. У процесі зварювання уламки пемзи сплющуються, пори витягуються, по периферії уламків з'являються облямівки масивного скла. В інтенсивно зварених туфах скло основної маси має у шліфі світло-коричневий відтінок. Межі між окремими уламками не розрізняються. Неоднорідність скла виділена різним характером флюїдальності. За простяганням і розрізом склуваті зварені туфи замінені девітрифікованими різновидами, які складені зі сферолітових або фельзитових агрегатів *лужного польового шпату та кварцу*.

Багато дослідників зачисляють до зварених туфів *ігнімбрити* – склуваті породи, що містять лінзочки скла, які нагадують у розрізі язика полум'я, – *ф'яме*. Н. Короновський (1976) передбачив ліквідаційний характер подібних відособлень скла, І. Лучицький (1985) виявив розвиток концепцій лавового походження ігнімбритів.

Спечені туфи з'являються іноді поблизу жерловин унаслідок пірометаморфізму кислої тефри. Під час спікання в уламках виникає склувата облямівка, можливі ін'єкції скла. Однак загалом явищ текстурування, розтягування уламків, сплющення пор нема, структура уламків переважно зберігається.

За уявленнями А. Гептнера, у складі базальтової вулканокластики виділяють дві головні частини: *сидеромеланове скло і тахіліт*.

Сидеромелан – це загартоване скло, яке утворилося внаслідок вистигання дуже слабко або зовсім нерозкристалізованого базальтового розплаву. Рудних мінералів нема або трапляються дуже зрідка. Валовий зміст заліза досягає 10 % і більше. Характерною особливістю є наявність легкорозчинних форм заліза, переважно двовалентного. *Колір у взірці* темно-оливковий до чорного. У *шліфі* сидеромелан чистий, прозорий або напівпрозорий, забарвлений у різні тони зеленого, зеленкувато-коричневого, зеленкувато-жовтого та бежевого кольору. Іноді слабко забарвлений, майже безколірний. Середній показник заломлення – 1,60. Вкрапленики *плагіоклазу, піроксену* або *олівіну* рідкісні. Наявність або відсутність пор залежить від умов утворення сидеромелану. Про загартований характер сидеромелану свідчить його поступовий перехід через мікролітові зони у тахілітовий тип породи, що спостерігав А. Гептнер у дайках, субаеральних та субаквальних лавових тілах, пульверизаційних

гіалокластитах, великих уламках субаеральної тефри. У великій кількості сидеромелан утворюється під час підводних та підльодових вивержень, у зонах пароутворення, менше – за умов різкого охолодження в разі субаеральних експлозій. Сидеромелан може з'явитися внаслідок взаємодії базальтового розплаву з гідродинамічними аномаліями та насиченими водою осадовими породами. Із бурого загартованого скла формується “*волосся Пеле*” – продукт надзвичайно сильного лавового фонтанування базальтового розплаву.

Тахіліт – це вулканокластика тонкорозкristалізованого базальту, наповненого великою кількістю найдрібніших кристалів титано-магнетиту. А. Гептнер і М. Селезньова (1979) зазначили, що у випадку виверження особливо рідких та дуже гарячих порцій магми скло вміщує переважно *мікроліти плагіоклазу*. За подібного до сидеромелану валового хімічного складу *тахіліт відрізняється* наявністю важкорозчинних форм переважно тривалентного заліза. У *шліфах* тахіліт непрозорий і має чорний колір. Добре помітна *поруватість*. Тахіліт у великій кількості утворюється під час субаеральних вивержень. Він має ознаки спучування та пластичної зміни в момент вибуху. Оскільки в породі наявні продукти різних експлозій, то *сидеромелан і тахіліт можна спостерігати разом в одному шліфі*.

Базальтова вулканокластика трапляється у таких типах нагромаджень, як вулканічні шлаки і бомби, гіалокластити, тахітітова тефра.

Вулканічним шлаком називають порувату породу, склад якої варіює від базальту до андезиту. Розмір уламків – 5–40 мм. Складається зі скла, вкраплеників і мікролітів. Колір чорний або червоно-бурий, деякі різновиди мають синювату або синювато-зелену мінливість. Вкрапленики в кількості 1–2 до 20 % представлені *олівіном, моноклінним та ромбічним піроксеном, лабрадором і анортитом, магнетитом, ільменітом, шпінеллю*. У шлаках андезито-базальтів і андезитів трапляються вкрапленики *кварцу*. Поруватість становить 5–75 % . Пори мають різні розміри: комірчасті – понад 8 мм, великі – 3–8, середні – 1–3, дрібні – до 1 мм. Слабко поруваті шлаки утворюють *бомби і лапілі*. Скло у шліфах має палево-коричневий, зеленкувато-бурий, бурувато-чорний колір, прозорість дуже мінлива аж до непрозорого. За співвідношенням скла і мікролітів виділяють такі структури склуватої частини. *Гіалітова* вміщує від 100 до 95 % скла. Кристалічні включення представлені *титанистим магнетитом та ільменітом*. У окиснених бурих різновидах наявні тонкі голочки та пластинки *гематиту*. *Гіалопілітова* структура вміщує 70–95 % скла. Крім рудних мінералів, у невеликій кількості є *плагіоклаз*. *Мікролітова* структура вміщує 40–70 % скла. Мікроліти представлені лейстами *плагіоклазу*, призматичними або ізометричними

зернами піроксенів. В інтерсертальній структурі скла – 20–40 %; воно утворює включення між кристалами. Різновиди шлаків, які спеклися у щільну масу, називають *аглоutinатами*.

Десквамаційні гіалокластити формуються в разі луцення склуватої кірки подушкових лав, що утворилися під час спокійного виливання розплаву під воду. Складаються з ізометричних, неправильних гострокутних, трикутних та інших форм уламків псамітової і жорств'яної розмірності сидеромелану та гіалобазальтів. Сидеромелан уміщує невелику кількість вкраплеників *олівіну*. Гіалобазальти постійно мають *вкраплення лейст плагіоклазу*. Для подушкових лав та десквамаційних гіалокластитів, які утворилися на невеликих глибинах, характерна дуже значна поруватість. Пори мають переважно округлу форму. У лавах і гіалокластитах, що застигли на глибинах понад 100 м, газових пустот нема.

Гідроексплозивні гіалокластити утворюються під час підводних (фреатичних) та підльодових експлозій, коли інтенсивне пороутворення супроводжується різким підвищенням в'язкості розплаву, що вистигає. Вивержений матеріал складається з ізометричних або злегка витягнутих уламків дуже поруватого, майже пемзоподібного вигляду, сидеромелану. Ізометричні уламки вміщують правильні округлі пори, у витягнутих уламках пори еліпсоїдальні, злегка витягнуті. Вкрапленики представлені великими кристалами моноклінного піроксену. Гідроексплозивна тефра поширюється недалеко від центру виверження.

Пульверизаційні гіалокластити виникають під час підводної дезінтеграції розплаву, який вивергається з великою швидкістю. Уламки сидеромелану дрібножорств'яної та грубопсамітової розмірності ізометричні, мають плавні м'які обриси, вміщують малу кількість великих, округлих або злегка витягнутих газових пустот. Уламки середньо-дрібнопсамітової і алевритової розмірності, кутасті та гострокутні, їхня форма нерідко зумовлена увігнутих обрисом внутрішньої поверхні газових пухирців. Вкрапленики рідкісні, представлені великими кристалами *плагіоклазу*, *моноклінного піроксену*, зрідка *олівіну*.

Велика кількість пульверизаційної гіалокластитики утворюється в ході *фреатомагматичних вивержень* унаслідок взаємодії базальтового розплаву з водонасиченими осадовими породами. Як довели у 1986 р. А. Гептнер і В. Наумов, значна її кількість наявна у відкладах корвунчанської серії Тунгуської синеклізи. Характерно, що сидеромеланова вулканокластита вміщує тут ксеновключення зерен *кварцу*, *ортотлазу*, *мікрокліну*, *уламків алевролітів*, *аргілітів* та *вугілля* з порід, що формують стінки трубкових структур.

Тахілітова тефра утворюється в процесі лавового фонтанування до субаеральних умов. Розмірність уламків коливається від жорств'яної до алевритової. Поруватість часто дуже висока і добре простежується під мікроскопом. Форма уламків різноманітна, вона пов'язана з вмістом пор. Ізометричні, наближені до овальних уламки містять найменшу кількість пор. У видовжених, кутастих, рваних, жмуткуватих уламках кількість пор швидко зростає. Поверхня жмуткуватих уламків ускладнена заглибленнями. Вкрапленики рідкісні, зазвичай, вони представлені *плагіоклазом*, менше – *олівіном*. Окремі мікроліти представлені *плагіоклазом*. Тахілітова тефра іноді вміщує уламки мінералів з порід, у яких містяться стінки вулканічних каналів. Інколи у вигляді ксеновключень трапляється *поруватий сидеромелан*. *Поруватість уламків, їхній чорний колір, непрозорість – добрі діагностичні ознаки тахілітової тефри під мікроскопом.*

Поряд з тефрою у процесі лавового фонтанування за субаеральних умов поблизу каналів виверження нагромаджуються бомби і лапілі. Їхня будова залежить від в'язкості, температури і газонасиченості розплаву. Великі бомби, зберігаючи пластичність у польоті, утворюють фігурні форми. Їхні внутрішні частини складені спученими базальтами або тахілітами, кірочка загартування яких пронизана порами і складається з сидеромелану. Сильно поруваті шлакові бомби утворюються з в'язкішої магми. Під час вивержень дуже рідкої лави формуються кулясті та еліпсоїдні бомби. Їхніми ядрами є шлак, нерідко уламки ксеногенних порід.

Т а б л и ц я 19.3

Показники заломлення та густини вулканічного скла, за В. Трегером

Вулканічне скло	Показник заломлення	Густина, кг/м ³
Ріолітове	1,492(1,48–1,51)	2,27(2,33–2,41) · 10 ³
Пехштейн	1,500(1,492–1,506)	2,34(2,32–2,37) · 10 ³
Дацитове	1,511(1,504–1,529)	2,50(2,45–2,55) · 10 ³
Трахітове	1,512(1,488–1,527)	2,45(2,43–2,47) · 10 ³
Андезитове	1,512(1,489–1,529)	2,47(2,40–2,57) · 10 ³
Лейцитио-тефритове	1,550(1,525–1,580)	2,55(2,52–2,58) · 10 ³
Базальтове	1,575(1,506–1,612)	2,77(2,70–2,85) · 10 ³

У ході спостереження з аналізатором *свіже вулканічне скло ізотропне. Поблизу кристалічної фази й у гідратованих облямівках з'являється анізотропія.* Точне визначення складу скла можливе за допомогою хімічного методу, відносно – за показниками заломлення та густини (табл. 19.3). Як зазначив Є. Мархінін (1967), точні результати дає вивчення в імерсії показників заломлення штучного скла. Залежність цієї константи від вмісту у склі SiO₂ має майже лінійний характер (рис. 19.2).

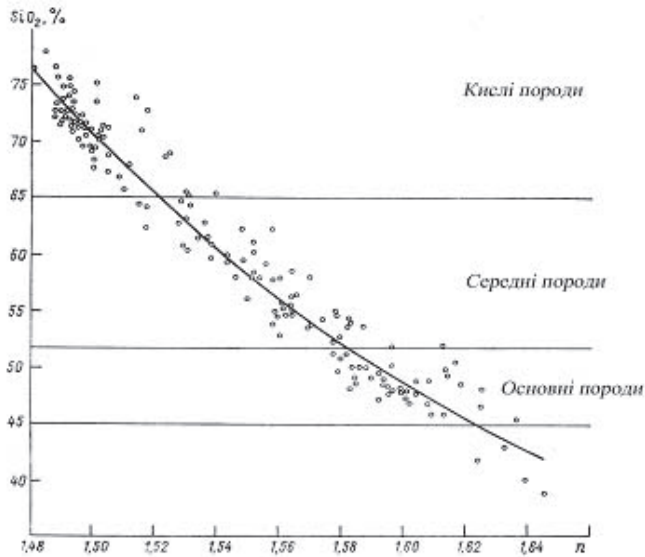


Рис. 19.2. Залежність показників заломлення вулканічного скла від його хімічного складу

19.5. Вторинні зміни вулканічного скла

Вулканічне скло є метастабільною фазою. Для нього характерні вторинні зміни, зумовлені багатьма причинами: довготривалістю перетворення, ландшафтними умовами, термодинамічними параметрами діагенезу–метагенезу, складом початкового матеріалу, тектонічним режимом басейну седиментації. Найважливіше значення за цих змін мають тиск і температура, а також гідрохімія реліктових вод. Як довів Г. Бровкін (1974), початковий склад не завжди є основним показником для мінералогії новоутворень.

Залежність характеру зміни кислого скла від зміни хімічних властивостей середовища виявив В. Наседкін (1977) на прикладі геотермальних систем півострова Камчатка та острова Кунашир. У кислому середовищі з сульфатним аніоном відбувається нагромадження кремнезему й утворення асоціацій, типових для вторинних кварцитів: каолінит + гідрослюда, опал + алуніт, опал. У лужному середовищі простежуються розчинення та винесення кремнезему. Характерною асоціацією є морденіт або кліноптилоліт + монтморилоніт. Перед мінералоутворенням проходять реакції гідратації та іонного обміну.

Гідратація відбувається під дією слабколужних розчинів. Її експериментальне вивчення засвідчило, що спочатку утворюються анізотропні облямівки з вищим показником заломлення. На стадії глибокої гідратації уламок розпадається на декілька ділянок, що, вірогідно, пов'язано з його мікрогетерогенною будовою. У разі довготривалої гідратації показник заломлення зменшується: мабуть, утворюються стійкі хімічні сполуки типу кристалогідратів. Можливо, вони нерідко наявні в давніх, у тім числі палеозойських, вітрокластах і у вигляді "свіжого" вулканічного скла. Зі збільшенням лужності розчину відбувається інконгруентне розчинення скла. *Вибірковий ряд розчинності компонентів у порядку зменшення такий: SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O .* В умовах циркуляції розчину можливе випадання кремнезему у вигляді осаду.

А. Ван і Ю. Казанський довели, що *визначальним чинником у разі звітрювання вулканічного скла є ступінь зволоженості, а термічний режим зумовлює лише швидкість і масштаби процесів звітрювання.* У попелових відкладах півострова Камчатка та Японії, корах звітрювання по туфах на Канарських островах, сучасних ґрунтах на попеліах острова Нова Гвінея серед продуктів звітрювання вулканічного скла будь-якого складу – від основного до кислого – наявний *алофан* і продукти його дегідратації та кристалізації – *галуазит, каолінит, гібсит*. Унаслідок розкладання кислого скла з'являються також *крystalобаліт, тридиміт, опал*. Нерідко у ґрунтах, розвинутих по вулканічному склу, трапляється *монтморилоніт*. Його появу пояснюють нестачею вологи, яка необхідна для винесення вільного кремнезему, або дією гідротермальних процесів.

Перетворення базальтового скла із зони сучасного звітрювання Ісландії розглядали А. Гептнер, М. Селезньова, С. Смелов, І. Ліскун. Незважаючи на низьку середньорічну температуру, молоді сидеромеланові гіалокластити змінюють з поверхні темно-оливкове забарвлення свіжих порід на яскраво-жовте та іржаво-буре внаслідок інтенсивних змін. Зміни пов'язані з гідратацією та частковим вилуговуванням сидеромелану й утворенням по ньому хімічно і структурно зміненого гелю базальтового скла – *палагоніту*. *Палагоніт* – м'яка речовина жовтого та жовто-коричневого кольору, має змінний хімічний склад; рентгеноаморфний. Під мікроскопом у прохідному світлі має зелений, жовтий, червоно-бурий різних відтінків і взаємопереходів колір. Беззалістисті палагоніти, що виникають у гідротермальних полях у зоні каолінітоутворення, безколірні. Показник заломлення коливається від 1,50 до 1,40 (у сидеромелану в середньому 1,60) і залежить від вмісту вільних гідроксидів заліза та води. У разі спостереження з аналізатором ізотропний. Як виявив А. Гептнер (1977), *палагонітизація відбувається без змін об'єму скла*. По сидеромелану палагоніт розвивається зонально або

плямисто. Від сусідніх ділянок скла відокремлений чіткою нерівною межею, відрізняється кольором, наявністю грубої системи тріщин, які виникають під час дегідратації палагоніту, і меншим показником заломлення.

Палагонітизація сидеромеланів відбувається в широкому спектрі природних умов: у товщі льоду, у зоні звітрювання за сучасних кліматичних умов, на дні прісних та солоних водойм, а також під дією холодних і гарячих підземних вод. Для неї характерне інтенсивне винесення зі скла Ca, Na, Mg, менше – Si, іноді – Fe. Відбувається окиснення заліза. Насиченість водою досягає 25–30 %. Мало змінюється вміст Al, Ti, K, P, B, залежно від особливостей фізико-хімічних умов співвідношення винесених зі скла елементів сильно варіює. І. Хворова і Б. Воронін (1984) довели, що *під час палагонітизації в морських умовах загальною тенденцією є винесення з сидеромелану Ca та Na і “набуття” K, Fe, частково Ti. Поведінка Si, Al, Mg непостійна.*

Також палагонітизація сприяє синтезу аутигенних мінералів з продуктів руйнування скла. До них належать *цеоліти, діоктаедричний монтморилоніт, опал, кальцит, Mg-кальцит, гіпс*. Монтморилоніт проникає у скло по тріщинах і порах. Він формується після цеолітів. У деяких випадках фіксують стійкість сидеромелану. Змін нема у відпаленого скла, де більша частина заліза перейшла у тривалентну форму. Палагонітизація скла припиняється у разі формування кальцитового, кременеподібного та монтморилонітового цементів.

Тахілітова вулканокластичка, як довели А. Гептнер і М. Селезньова (1979), навіть у гідротермальних умовах стійкіша, ніж сидеромелан. Найбільшу стійкість мають різновиди, де в значній кількості наявний рудний мінерал.

Продукти гальміролітичного розкладання та діагенетичного перетворення пірокластички кислого й основного складу в морських відкладах майже однакові. У підсумку серед продуктів зміни базальтової кластички переважають *філіпсит і залізистий монтморилоніт*. У разі зміни кислого скла утворюються *кліноптилоліт і лужний монтморилоніт*, надмірність кремнезему представлена переважно *кристобалітом і тридимітом*.

Постседиментаційні зміни кислого скла в туфогенних породах мезокайнозою Північного Сходу і Далекого Сходу Росії розглянуті П. Тимофєєвим і В. Копоруліним (1974). *На стадії діагенезу і початкового катагенезу відбувається перетворення скла в монтморилоніт*. Інтенсивність процесу знижується у ряді фацій: застійні та заболочувані озера–заплати рік–відкриті прісноводні озера–русла рік–морська водойма. В осадах перших двох фацій усе вулканічне скло або більша його

частина перетворені у монтморилоніт, у решті фацій ті чи інші його кількості залишилися незмінними. *На пізніших стадіях катагенезу* вулканічне скло, що збереглося, переходить у *цеоліти*. *Інтенсивність перетворень* найбільша в морських осадах і мінімальна в континентальних утвореннях. Раніше сформований по склу монтморилоніт під час катагенезу перетворюється у змішаношаруваті мінерали ряду гідрослюда-монтморилоніт. У морських відкладах з'являється хлорит як самостійний мінерал або компонент змішаношаруватих мінералів.

В. Шутов, В. Дріц і Б. Сахаров (1971) розглянули динаміку процесів постседиментаційних змін та визначили *причину перетворення монтморилоніту*, що утворився по кислому склу, у *гідрослюду* під час регіонального катагенезу вугленосної формації Карагандинського басейну. *Зникнення монтморилоніту відбувалося* на тлі підвищуваних температур і тиску стадійно, через проміжну ректоритову фазу в умовах безперервної взаємодії монтморилоніту з катіонами калію, джерелом яких був біотит висхідних пірокластичних порід.

У *вугленосних відкладах*, як довів А. Ван (1974), поблизу вугільних пластів або всередині них по *вітрокластиці кислого складу* переважно розвинутий *каолініт*, а в *шарах*, що підстилають та перекривають вугільні пласти, – *монтморилоніт*. З монтморилонітом часто асоціює *сидерит*. У випадку інтенсивної циркуляції лужних розчинів у проникних зонах вугленосних товщ по *вітрокластиці* формується *давсоніт*.

Постседиментаційні зміни базальтової вітрокластики корвунчанської серії Тунгуської синеклізи вивчали В. Наумов та С. Клименко. Загальна спрямованість цих змін зводиться до переходу діоктаедричного смектиту, який утворився по сидеромелану під час звітрювання та діагенезу, у триоктаедричний змішаношаруватий мінерал *смектит-хлорит* і *коренсит*, а за температури понад 373 К – у *хлорит*. Однак у випадку наявності джерел калію (високий вміст у складі осадової частини уламків калієвих польових шпатів у прошарках туфітів та туфопісковиків) смектит на пізніх етапах літогенезу перетворюється в діоктаедричну гідрослюду політипу 1М. Гідрослюдизація обмежена відкладами, які вміщують джерела калію. Цеоліти у великій кількості утворюються у поровому просторі туфів, уламкова частина яких формувалася винятково з сидеромелану.

Зазначимо, що навіть у випадку повної зміни вулканічного скла *основні його риси* (розміри та форма уламків, контури газових пустот і вкрапленіків) *завдяки неоднорідності кольору та структури глинистої речовини, що замінила його, зберігаються в породі і їх розрізняють у шліфах*.

Вулканогенно-осадові (пірокластичні) породи широко застосовують у будівництві. Особливо цінні туфи, які мають значну пористість, що

зумовлює їхню легкість. Туфи кислого складу використовують для отримання цементу і виготовлення скловолкна. Ці породи мають і наукове значення, оскільки дають змогу визначити вік німих товщ або уточнити час вулканічних вивержень, тобто вирішують питання палеогеографії.

Контрольні питання

1. Визначення і принципи класифікації пірокластичних порід.
2. Загальна характеристика туфів і туфітів.
3. Методи вивчення пірокластичних порід.
4. Структурні особливості туфів, характерні типи структур.
5. Визначення вулканічного скла.
6. Типи вулканічного скла.
7. Характеристика й оптичні властивості вулканічного скла.
8. Вторинні зміни вулканічного скла.
9. Поширення і використання вулканічного скла.

20. Каустобіоліти – горючі корисні копалини

20.1. Визначення, загальна характеристика, класифікація

Каустобіоліти (від грец. *каустос* – горючий, *біос* – життя, *літос* – камінь) посідають особливе місце серед осадових порід, оскільки вони є продуктом не розкладання наявих порід, а життєдіяльності організмів, які утворюють нову речовину з газу атмосфери і води завдяки енергії Сонця. Важливе наукове, економічне, політичне, практичне значення каустобіолітів, важливість і специфічність цієї групи порід дали підстави виділити їх у самостійну науку з викладанням спеціальних дисциплін – вуглегеологія, вуглепетрографія, геологія і геохімія нафти й газу та ін. Тому наведемо короткі відомості про ці породи, щоб показати їхній зв'язок з осадовими породами, а глибші й систематичні відомості є в спеціальній літературі (Вассоевич та ін., 1981–1988; Голіцин, Голіцин, 1989; Жемчужников, Гінзбург, 1976; Калінко, 1969; Матвеев, 1960–1979; Михайлов та ін., 2009; Орлов, Успенський, 1970; Семенович, 1989; Словарь ..., 1988; Успенський, 1970; Фролов, 1992; Хант, 1982; Штах, 1978).

Вихідним матеріалом для утворення каустобіолітів є рослинна речовина, яка складається з решток наземних рослин, залишків рослинних і тваринних організмів та органічних продуктів їхньої життєдіяльності, нижчих рослин. Оскільки в загальній біомасі рослинна переважає, то вона є головним джерелом утворення каустобіолітів.

Середовище, у якому органічна речовина змінюється і переходить у викопну горючу породу, значно впливає на характер породи, яка утворилася. За значного доступу кисню органічна речовина повністю окиснюється і зникає, переходить у газ (тління). У випадку недостат-

нього доступу кисню утворюється невеликий залишок (перегній), у цьому разі вмісні породи мають темний колір. Якщо доступ кисню припиняється (багато води, застійна вода), то більша частина органічної речовини зберігається і переходить у торф, а далі – у гумусове вугілля (оторфування). Якщо ж органічна речовина (водорості, дрібні тварини) накопичується під застійною водою без доступу кисню, то вона підлягає повільному розкладанню або “гниттю”, відновлюється, збагачується воднем і переходить у бітум або сапропель – материнську речовину деякого вугілля, горючих сланців і нафти.

Отже, каустобіоліти за складом, властивостями й умовами утворення поділяють на дві групи: торф, сапропель, викопне вугілля та нафта, бітуми, горючі гази.

Каустобіоліти класифікують, головню, за хімічними особливостями, агрегатним і фізичним станом та за складнішими, ніж мінерали, компонентами. З першими класифікаціями, ще в рамках єдиної мінералогії, і з самим поняттям “органічний мінерал” можна ознайомитися в книзі Н. Орлова і В. Успенського (1936): “Виділення органічних (“горючих”) мінералів у самостійну групу відбувалося ще з часів раннього середньовіччя, коли лише в неясних та дещо дивних формах викристалізовувалися перші лінії поділу мінеральних речовин на окремі класи та групи. Вже у працях арабського вченого Авіценни (980–1037) ми бачимо їх відокремленими в окремий клас “сірки”, куди входили всі горючі речовини, тобто власне каустобіоліти, а також алмаз, графіт та сірка”. Це поєднання за принципом горючості бере початок з античності (наприклад, Пліній говорив, що бітуми досить близько стоять від сірки) і продовжується до початку XIX ст. В уявленнях середньовічних учених поняття “сірка” мало не тільки фізичний, а й глибоко філософський зміст, зокрема “ніби втілювало властивість горючості”, і “її назва ставала лише символом, який виражав цю властивість”. Навіть коли наприкінці XVIII ст. стали “очищати” групу каустобіолітів від чужорідних мінералів, зокрема вилучати з неї графіт (а пізніше і алмаз як явно не біогенний), вона все ще називалася сірчатою.

Загальну класифікацію каустобіолітів ще розробляють. Труднощі пов’язані з різномірністю порід і речовин, з їхнім різним фізичним станом (тверді, рідкі та газові, а також перехідні між ними стани) і різною “горючістю”. Не всі органічні речовини мають цю властивість, тому поняття “каустобіоліти” вужче від поняття “органічні сполуки” або “органічні речовини”. Ліпше розроблені класифікації, у яких окремо розглядають тверді, рідкі або газові утворення чи поділяють їх, перш за все за природою органічної речовини, на гумоліти та бітумоліти. Наприклад, у класифікаціях Г. Потоньє (1920) та Ю. Жемчужнікова (1948) за

генезисом, складом і властивостями виділено вугілля, яке утворилося з залишків деревинної рослинності, – це гуміти, або гумусові вугілля зі спор, кутикулу, кори й інших смолистих частин деревини – ліптобіоліти, і вугілля зі скупчення водоростей – сапропеліти. Між цими типами є поступові переходи. Пізніше І. Аммосов зі співавт. (1987) доповнив цю класифікацію і розділив тверді горючі копалини на три типи і сім підтипів (табл. 20.1).

Якщо перші два типи – гумоліти та сапропеліти – традиційні, їх виділяли Г. Потонье (1920) та Ю. Жемчужников (1948), то третій – органофлюїдоліти – новий; це тверді вторинні органічні копалини, які утворилися з флюїдних фракцій перших двох типів на шляхах їхніх міграцій, взаємодій, застоювання, затвердіння як у глибоких надрах за підвищених температури та тиску, так і в зоні гіпергенезу.

Виділені типи, без сумніву, генетичні, проте вони і гетерогенні, особливо третій тип. Тому правильніше їх уважати групами типів, або класами. У першій групі дрібніші підтипи намічені за відмінами первинної органічної речовини, у другій – лише за стадіями перетворення однієї речовини, а в третій – за різними ознаками: то за висхідною органічною речовиною (антрафлюїдоліти), то за типом утвореного органофлюїдоліту (нафтоліти).

Т а б л и ц я 20.1

Класифікація твердих горючих копалин, за І. Аммосовим, 1987

Типи	Підтипи
I. Гумоліти	1. Гуміти – головню з лігнін-целюлозних речовин 2. Ліптобіоліти – зі смол, воску, оболонки спор, кутикули
II. Сапропеліти	3. Тілосапропеліти – зберігається форма або анатомічна будова водоростей та інших багатих на жири організмів 4. Сапроколіти – висхідний сапропелевий матеріал на місці залягання перетворений у безструктурну масу
III. Органофлюїдоліти	5. Нафтоліти – з вуглеводневих флюїдів різного генезису, які мігрували 6. Антрафлюїдоліти – з термогенних вуглеводневих флюїдів вугільного ряду, які мігрували 7. Некромфлюїдоліти – головню, з некрокислот, які мігрували за межі торфовища у вигляді розчинів, суспензій та емульсій, обмежено взаємодіяли з термогенними флюїдами різного вихідного матеріалу. Сорбована органічна речовина відповідних чорносланцевих товщ

Головний поділ каустобіолітів на тверді, рідкі та газові, звичайно, не генетичний, однак зручний та об'єктивний. Тверді горючі копалини представлені гумолітами, сапропелітами й органофлюїдолітами. Разом з ними зручно розглянути і горючі сланці, у яких органічна речовина

хоч і не переважає, проте як корисні копалини, тобто як “руди”, горючі сланці тяжіють до каустобіолітів, і з ними їх можна ліпше зрозуміти та описати.

Гумолітами називають вугілля, або гумусове вугілля, яке утворилося з решток вищих рослин, головню, з їхніх лігнін-целюлозних тканин, без кисню у вологому середовищі, спочатку внаслідок мікробіологічних процесів перетворення – *гуміфікації* (Ю. Жемчужников, 1935, 1948), а потім унаслідок термобаричних перетворень – *вуглефікації*, або метаморфізації органічної речовини. Назва походить, мабуть, від лат. *humus* – земля, бо гумусом називають основну частину органічної речовини ґрунтів, яка походить переважно від вищих рослин, які повністю втратили риси анатомічної будови переважно внаслідок біохімічного розкладання. Це темнозбарвлений та чорний складний агрегат (суміш) аморфних речовин – *гумусових*, які поділяють за розчинністю та екстрагуванням на *фульвокислоти* – найбільш розчинні й рухомі сполуки, *гумінові кислоти* – групу нерозчинних у мінеральних та органічних кислотах гумусових сполук, які переважають, наприклад, у чорноземах, *гуміни* – неекстраговані частини гумусу, збагачені найстійкішими компонентами, часто залишковими від деградації та інших перетворень, і на *гуматомеланові кислоти* – групу гумусових речовин з проміжними між фульвокислотами та гуміновими кислотами властивостями, розчинених у полярних органічних розчинниках (Почвоведение, 1989).

За комплексом ознак Ю. Жемчужников (1948), як уже зазначено, розділив гумоліти на *гуміти* (термін Г. Потонье, 1908), які утворюються переважно з лігнін-целюлозних тканин рослин, і *ліптобіоліти*, складені, головню, з найстійкіших частин вищих рослин: оболонки спор, кутикули, пробкової тканини та смоляних тіл.

Сапропеліти (від гр. *сапрос* – гнилий, *пелос* – мул), або сапропеліти, утворилися здебільшого з зоо- та фітопланктону в застійних водоймищах типу лагун з досить обмеженим водообміном. Від гумусового вугілля воно різко відрізняється тим, що не має шаруватості, тобто ізотропністю, однорідністю, високою міцністю, а також великим вмістом водню, дає багато газу та смоли, тобто є каустобіолітами бітумного або нафтового ряду. Вони матові, масивні, пелітоморфні, мають раковистий злом, світло- та темно-коричневі, в'язкі, спалахують від сірника. Якщо зберігається анатомічна будова водоростей та інших багатих на жири організмів, то породи називають *тілосапропелітами*, а якщо повністю складаються з безструктурної жовтуватої основної маси – *сапроколітами*. Залягають лінзами або прошарками в гумусових вугіллях або утворюють самостійні шари. Пов'язані перехідними з

гумусовим вугіллям типами – гуміто-сапропелітами і сапропеліто-гумітами. Часто змішуються з неорганічними компонентами і мінералами, що намічає перехід до горючих сланців, за складом, типом і природою органічної речовини аналогічні сапропелітам. У табл. 20.2 наведено елементарний склад різних типів гумусового вугілля, ліптобіолітів, сапропелітів, нафти.

Т а б л и ц я 20.2

Елементарний склад каустобіолітів, % на органічну масу

Назва	С	Н	N	O
Деревина	50	6	1	43
Торф	59	6	2	33
Буре вугілля	69	5,5	0,8	25
Кам'яне вугілля	82	5	0,8	13
Антрацит	95	2,5	Сліди	2,5
Сапропель	52–59	7–8	1–3	20–30
Горючий сланець	60–75	7–9	2–4	10–20
Богхед	72–77	9–10	0,7–0,8	10–12
Ліптобіоліт	75–85	5–10	10–15	
Нафта	84–88	12–14	1–2	

На стадії осаду сапропелеве вугілля представлене *сапропелем*, або *гітією*, – мулом з переважанням органічної речовини – тонкого або грубого детриту водоростей, тварин, особливо часто комах, рослин, нерідко зі значною (до 30–50 %) домішкою теригенних або аутигенних мінералів. Колір темний, консистенція м'яка та жирна, будова однорідна або мікрошарувата, вміст С – до 60–70 %. Утворюється в озерах, болотах та лагунах під час розкладання органічної речовини без доступу кисню. Часто трапляється у торфі. Зазвичай, уміщує домішку гумінових речовин. Балхаський сапропель називають балхашитом, австралійський – куронгітом, за назвою лагуни-озера Куронг (Південна Австралія). Застосовують як добриво та лікувальні грязі.

Сапропеліти пов'язані поступовим переходом з гумітами через *кенельське вугілля*, або *кенель* (від англ. *candle* – свічка), це чорні матові й зі слабким жирним блиском породи з раковистим зломом, зазвичай, ще з правильною мікрошаруватістю (на відміну від богхедів), часто збагачені спорами (“спорів вугілля”), утворюють шари товщиною до 80 см, трапляються в більшості вугільних родовищ.

Якщо кенелі є сапропеліто-гумітами, то справжні сапропеліти – *богхеди*, які через кенель-богхеди та богхед-кенель пов'язані з кенельським вугіллям. Богхеди практично не вміщують спор. Вони чорні, матові, землісті, пелітоморфні, не шаруваті і з неясною шаруватістю, щільні,

міцні, крихкі, іноді маркі, важко загоряються, дають полум'я, є літифікованим сапропелем. Уміщують 70–90 % С, 3–10 % О і 6–9 % Н (див. табл. 20.2). Зовні подібні до кенелів. Нижче стрибка вуглефікації їх визначають як метабогхеда. Назва походить від місцевості Богхед в Англії. В Іркутському юрському вугільному басейні декілька богхедових пластів дають вихід летких компонентів від 53 до 70 %, а в Рурському – до 79 %. У французьких богхедах виявлено багату фауну, зокрема риб.

Звичні кенельські та богхедові глинисті сланці поступово переходять у вуглисто-глинисті сланці, якщо глинистої речовини більше, ніж органічної. Є поступові переходи до “кенельського залізняку”, у якому переважає сидерит. У минулому його розробляли як залізну руду.

Кенелі та богхеда під час перегонки дають продукти, подібні до нафти.

Горючими копалинами є і неорганічні за переважним складом гірські породи – *горючі сланці*, якими вважають найчастіше глинисті, карбонатні або кременеві пелітоморфні гірські породи, збагачені органічною, здебільшого сапропелевою, речовиною на 15–50 %. Органічну речовину сланців називають *керогеном*. Так О. Крум-Броун 1912 р. запропонував називати органічну речовину в шотландських горючих сланцях. Горючі сланці називають також бітумінізованими сланцями, хоч бітуміноїдів у них мало (від часток відсотка до 2–3 %, іноді більше), і лише в разі нагрівання до 500 °С вони можуть давати нафтоподібну рідину (сланцеву нафту або сланцеву смолу), основна ж частина їхньої органічної речовини нерозчинна в органічних розчинниках, це кероген у вузькому значенні (М. Голіцин, Л. Прокоф'єва, 1990). У ньому підвищені концентрації урану, заліза, ванадію, нікелю та молібдену.

Мінеральна речовина горючих сланців мікрозерниста, часто гетерогенна і різноманітна. Є звичайною переважна кількість глинистої речовини, теригенної гідрослюдиної, смектитової, з каолінітом, тонко-відмуленої або з алевритом. Карбонати біопланктоногенні, біодетритові або хемогенні. У кременевій речовині нерідко переважають діатомеї. Мінеральна й органічна речовина перебувають у тісному, конформному зрощенні і, мабуть, взаємно сорбовані. Рослинні компоненти часто асоціюють з теригенним кварцом, польовими шпатами, глауконітом, що свідчить про його атритову, уламкову природу. Є звичними сидерит, пірит та інші сульфідні, які засвідчують відновні умови синтезу та діагенезу.

Органофлюїдоліти коротко наведені в табл. 20.1. Це досить рідкісні й ще мало вивчені утворення, гетерогенні, які мають лише одну загальну рису – флюїдну фазу, зазвичай, вторинну, нерідко досить пізню, метаморфогенну. Крім того, майже завжди або часто в їхньому генезисі

беруть участь різнофазові реакції і взаємодії, що ще більше ускладнює їхнє розуміння та вивчення.

20.2. Природні типи вугілля, методи вивчення й умови утворення

Перш ніж описувати вугільні породи, необхідно навести їхні *елементарні складові частини* – мікро- та макрокомпоненти, за рівнем організації речовини аналогічні мінералам або складнішим компонентам осадових порід.

У 1919 р. М. Стопс у кам'яному вугіллі виділив чотири мікроскопічні інгредієнти – вітрен, кларен, дюрєн і фюзєн, які пізніше (Е. Штах зі співавт., 1978) стали трактувати як літотипи, тобто складніші тіла, ніж мінерали, і як такі, що стоять на рівні порід. Два з них – вітрен та фюзєн – простіші й складені, зазвичай, одним мікрокомпонентом, а два інші – складні. У 1957 р. виділено два проміжні літотипи – дюрєн-кларєн та кларєн-дюрєн. Коли мікроскопічне вивчення вугілля, почате 1854 р. в Англії (майже водночас із застосуванням мікроскопа в петрографії), удосконалили (Р. Тиссен, 1913–1920; Е. Штах, 1928; та ін.), стало можливим масово розрізняти мікрокомпоненти, або мікроінгредієнти. У 1935 р. М. Стопс запропонував називати їх мацералами – за аналогією з мінералами і на відміну від них. У сучасній вуглепетрографії частіше використовують термін “мікрокомпонент”.

Мікрокомпоненти вугілля розрізняють за фізичними властивостями (блиском, кольором, зломом, структурою, текстурою, тріщинуватістю), серед них виділяють такі основні літотипи.

Вітрен (скляний) – має чорний колір, сильний блиск, раковистий злом, добре виражену вертикальну тріщинуватість, крихкість. Складений компонентами групи вітриніту (70 %), утворює в пластах вугілля вузькі лінзоподібні прошарки (3–20 мм).

Кларєн (блискучий) – за фізичними властивостями близький до вітрєну, відрізняється від нього слабкішим блиском. Складений компонентами групи вітриніту (понад 75 %), меншою мірою ліптиніту та фюзєніту. Зазвичай, це чергування вітрєну, дюрєну та фюзєну. Утворює потужні верстви, іноді пласти вугілля.

Дюрєн (матовий, твердий) – чорний або сірий, зі щільною однорідною будовою, слабким жирним блиском, дуже твердий, розколюється на великі уламки, з шорстким зломом, потужність шарів – 3–10 мм, іноді до 10 см, вони витримані по простяганню. Дюрєн можна сплутати

з вуглистими сланцями. Складається з компонентів групи ліптиніту та фюзеніту в різних співвідношеннях.

Фюзен (витягнутий, волокнистий) – схожий на деревне вугілля, чорний, темно-сірий, матовий, волокнистий, м'який, сажистий, іноді твердий, коли порожнини тканин заповнені карбонатом, кварцом або іншими мінеральними домішками. Утворює в пластах вугілля лінзи, гнізда, примазки (до 1–2 см), деколи пласти. Складений компонентами групи фюзеніту, які зцементовані невеликою кількістю вітриніту.

Більшість гумусового вугілля складається з кларену і дюрену, ві-трена і фюзена наявні в незначній кількості.

Під час метаморфізації (вуглефікації) рослинної речовини і продуктів її розкладу відбувається поступове перетворення відмерлих рослин у *торф, буре та кам'яне вугілля, антрацит, шунгіт, графіт*. Стадія розвитку вугільного пласта особливо важлива в промислових класифікаціях (табл. 20.3).

Т а б л и ц я 20.3

Стадії перетворення органічної речовини рослин,
за М. Голіциним, А. Голіциним, 1989

Речовина, стадія та її індекс	Вміст, %			Питома теплота згорання сухої беззольної речовини, МДж/кг
	вуглець	водень	кисень	
Деревина	50	6	44	19
Торф	60	6	34	23
Буре вугілля Б	70	5	25	30
Кам'яне вугілля				
довгополуменево Д	81	5,5	13,5	32
газове Г	84	5	11	34
жирне Ж	88	5	7	35
коксівне К	89	5	11	35
Піснувате спікливе ПС	92	4	4	36
Пісне П	93	4	3	36
Антрацит А	96	2	2	35

Торф – горюча корисна копалина, яка утворилася внаслідок неповного розкладу рослин і містить у сухій масі не менше 50 % органічного вуглецю. Хімічний склад торфу, % : вуглецю – 50–60, водню – 5,0–6,5, кисню – 30–40, азоту – 1–3, сірки – 1,5–2,5. Теплотворна здатність торфу – 23 МДж/кг.

Буре вугілля є найближчою стадією вуглефікації і від торфу відрізняється вищим ступенем перетворення залишків рослин і вищим вмістом вуглецю (70 %). Густина бурого вугілля – 0,8–1,35 г/см³. Теплотворна здатність – 30 МДж/кг. Серед бурого вугілля розрізняють м'які, зем-

листі й матові, лігнітові, щільні різновиди. Між бурим і кам'яним існує перехідне буре довгополуменеве вугілля.

Кам'яне вугілля має чорний колір, сильний блиск, значну густину (1,3–1,5 г/см³). Межа між бурим і кам'яним вугіллям відповідає вмісту вуглецю 75 %, летких речовин 45–50 %, водню до 5,5 %, теплотворній здатності 24 МДж/кг. Між кам'яним вугіллям і антрацитом відокремлюють напівантрацити.

Антрацит – вугілля найвищого ступеня вуглефікації з високою густиною (1,4–1,7 г/см³), чорне з металічним відтінком, високим вмістом вуглецю (не менше 95 %), низьким – летких компонентів (2–8 %). Антрацити мають високу електропровідність, низьку реактивну здатність, стійкість до впливу агресивних середовищ. Теплотворна здатність – 35 МДж/кг.

Метаантрацит – антрацит вищого ступеня вуглефікації.

Шунгіт – порода з високим вмістом високометаморфізованої аморфної органічної речовини, проміжна між антрацитом і графітом. Хімічний склад шунгітів змінюється, у середньому – 60–70 % вуглецю, решта – мінеральні домішки. У власних родовищах шунгіту вміст вуглецю становить 96–98 %, вихід летких речовин – 2–6 %. За складом шунгіт відповідає метаантрацитам.

Графіт органічного походження – це порода найвищої стадії перетворення вугілля, для якої характерна кристалічна будова.

Методи вивчення. Вугілля залягає у вигляді пластів різної потужності (1–3 м, рідше – 10–15 м), лінз, які досягають до 100 м і більше. Породи підшви і покрівлі рудного пласта представлені глинами, аргілітами, глинистими сланцями, іноді піщано-глинистими і піщаними породами, вапняками.

Основним компонентом вугілля, як уже зазначено, є органічна речовина, мінеральні домішки і волога. Органічна речовина – продукт перетворення в надрах землі рослинного матеріалу і простих організмів, складається з різних компонентів, з хімічного погляду складна високомолекулярна сполука, у складі якої переважає вуглець, менше значення мають інші компоненти.

У ході вивчення каустобіолітів застосовують усі *традиційні* літологічні та геологічні *методи* – як польові, так і лабораторні, а також специфічні методи і варіанти звичайних літологічних, пристосованих до каустобіолітів.

Про якість вугілля можна судити за технічним аналізом, який виявляє вміст золи, вологи, летких компонентів, сірки, і за елементарним аналізом з вмістом головних хімічних елементів вугілля (див. табл. 20.3–20.5).

Т а б л и ц я 20.4

Склад і властивості каустобіолітів

Породи	Компоненти, %											Тепло-твorna здат-ність, ккал
	питома вага	вага зола	сірка	фосфор	елементний склад безводної та беззолної маси			Легкі речови-ни	Тепло-твorna здат-ність, ккал			
					С	Н	N			O		
Антрацит, Донбас, Бокове, пласт К ₃	1,61	3,11	9,45	2,33	0,06	92,27	1,78	1,00	4,29	3,12	9 231	
Пісне вугілля, Донбас, Краснодон, пласт К ₁	1,44	0,54	6,14	2,91	–	92,96	4,01	0,98	1,08	11,95	8 783	
Коксове вугілля, Донбас, Донецьк, пласт м ₃	1,39	0,83	5,74	2,88	–	90,76	4,70	1,31	2,07	23,60	8 728	
Довгополуменеve вугілля, Донбас, Алмазна, пласт К ₃	1,41	5,98	9,09	2,17	0,004	79,53	5,10	1,07	13,59	44,26	7 797	
Буре вугілля, Украї-на, Катеринопільське родовище	1,30	22,2	7,86	0,30	–	72,31	6,19	0,46	21,04	60–64 %	7 422	
Лігніт, Україна, Вишгородське родо-вище	Лаб. проба	16,0	15,7	2,21	–	69,33	5,64	0,97	24,06	75,93	6 255	
Нафта, Грозний, Кав-каз	0,85	–	–	0,32	–	86,42	12,62	Немає	0,68	–	10 500	

Т а б л и ц я 20.5

Елементарний склад вугілля і нафти, за М. Голіциним, А. Голіциним, 1989

Каустобіоліт – сировина	Вуглець	Водень	Сірка
Нафта	84–87	11–15	0,1–3 і більше
Буре вугілля (Кансько-Ачинський басейн)	70–74	4,6–5,2	0,2–0,7
Кам'яне вугілля (Кузнецький басейн)	80–84	5,4–5,7	0,5–0,6
Вугільна нафта з бурого вугілля	84–87	11–13	0,3–0,8
Вугільна нафта з кам'яного вугілля	84–87	11–13	0,3–0,9

Основну інформацію дають *польове вивчення*, з лабораторних методів головними є мікроскопічні – вивчення у простому поляризованому, ультрафіолетовому та інфрачервоному світлі. Визначають форму, розмір, анатомічну будову тканин рослин, ступінь їхньої гелефікації та вітринізації, розташування й взаємовідношення компонентів, колір, прозорість, показник відбиття мікрокомпонентів, особливо вітриніту, оптичну анізотропію, показник світлозаломлення, мікротвердість та ін. Вивчення *полірованих аниліфів* у відбитому світлі має багато переваг порівняно з методом прозорих шліфів: у них розрізняють усі деталі будови мікрокомпонентів і вугілля загалом, визначають їхній склад, мікротвердість, мікрокрихкість, показники заломлення, показник відбиття різних компонентів, а також проводять флуоресцентний та інші аналізи. Метод має великі можливості для підрахунку компонентів та інших кількісних оцінок. Тому він став основним робочим методом у вуглепетрографії.

Визначення відбивної здатності вітриніту пов'язане пропорційною залежністю багатьох інших параметрів органічної речовини, вмісних порід, а також і продуктів літогенезу на всіх постседиментаційних стадіях: типи вугілля, вихід летких компонентів вуглецю, вихід водню, теплоту згорання, товщину пластичного шару, температуру та глибину надр, що дає змогу підвести комплексну та кількісну основу під виділення стадій і підстадій літогенезу.

Флуоресцентний метод з 1936 р., коли його вперше застосували під час мікроскопічних досліджень вугілля, значно розвинувся і став одним з основних робочих методів вирішення наукових і практичних завдань: діагностики мікрокомпонентів, їхнього хімічного складу і ступеня метаморфізму.

Хімічні аналізи дають змогу визначити склад вугілля: С, Н, О, S, N, мікроелементів, мінеральних домішок, вологи, виходу летких компонентів, а також груповий склад (див. табл. 20.3–20.5).

Волога частково входить до органічної речовини вугілля (пірогенетична вода) або міститься в кристалічних ґратках деяких мінералів (гідроксильна вода). Більша частина води утримується сорбційними і ка-

пілярними силами в мікропорах (зв'язана вода) або міститься у великих порах і тріщинах (вільна вода). Сумарна частка зв'язаної і вільної води (загальна вологість) становить від 16 % у щільному до 60 % у бурому вугіллі, зменшуючись до 6–14 % у кам'яному вугіллі й антрациті.

Мінеральні домішки представлені неорганічним матеріалом, розсіяним в органічній масі вугілля або наявним у вигляді жил, конкрецій, гнізд, прошарків. Переважають (до 60–80 %) глинисті мінерали (іліт, серицит, каолінит, монтморилоніт), у підпорядкованій кількості є карбонатні мінерали (сидерит, кальцит, анкерит, доломіт), сульфіди заліза (пірит, марказит) і кварц. Рідкісні фосфати групи фторапатиту. З мікроелементів часто трапляються германій, уран, бор.

Згідно з сучасним уявленням, у процесі вуглеутворення можна виділити три послідовні стадії.

Перша стадія – нагромадження органічної речовини і перетворення її в торф. В епохи вуглеутворення на земній поверхні існували численні заболочені прибережно-морські й алювіальні рівнини, укриті лісом. Покоління рослин гинули і нагромаджувались у болотах та місці росту рослин (автохтонно) або в інших місцях (алохтонно). Сприятливим середовищем для збереження рослинних залишків є водойми зі стоячою або малорухомою водою, де немає вільного доступу повітря. Залежно від водного режиму болота і торфовища (положення рівня ґрунтових вод, проточні або непроточні болота) переважали або процеси гелефікації – розбухання і перетворення в колоїд, або процеси фіузенізації – обвуглювання. Так утворилися поклади торфу.

Друга стадія – перетворення торфу в буре вугілля. Унаслідок опускання земної поверхні болота і торфовища ставали дном морів та озер, на шар торфу відкладалися різні осади, потужність яких поступово збільшувалась. Товщі осадів, які вміщують торф, переміщалися із зони осадоутворення в стратисферу і потрапляли в середовище з підвищеним тиском і температурою, де вони ущільнювалися і відбувалися відтискання води й інші фізико-хімічні зміни. У підсумку підвищувався вміст вуглецю (процес вуглефікації) і з торфу утворювалося буре вугілля. На цьому процес утворення бурого вугілля в багатьох випадках закінчувався (карбонове буре вугілля Підмосков'я, третинне буре вугілля України та ін.). Для утворення кам'яного вугілля потрібен сильніший перетворювальний чинник.

Третя стадія – перехід бурого вугілля в кам'яне вугілля й антрацит. Перетворювальним чинником є нагромадження потужної товщі осадових порід і занурення пластів бурого вугілля на глибини близько 5–10 км, де температура підвищується до 100–300 °С, а тиск – до 1 000–3 000 атм. Деяку роль відіграє вторгнення магми (підвищення температури) і, можливо, складкоутворювальні рухи (підвищення тиску і температури).

У процесі метаморфізації органічної речовини (вуглефікації) зростає вміст вуглецю, міцність, густина, відбивна здатність, оптична анізотропія та зменшується вихід летких компонентів, вологості, пористості й інших фізичних властивостей та хімічного складу.

З'ясовано, що вуглефікація або метаморфізм вугілля залежить від потужності товщі порід, які покривають вугілля, тобто чим більша потужність, тим менший вміст летких компонентів у породі. Ця закономірність зберігається в багатьох басейнах світу, у тому числі в Донецькому. Потужність вугленосної товщі Донбасу збільшується з північного заходу на південний схід, у тому ж напрямі збільшується ступінь метаморфізму вугілля: на північному заході розвинуте довгополуменеве вугілля, а на південному сході – антрацити.

Отже, підтверджується гіпотеза М. Ломоносова, висловлена спочатку 1763 р. (“Слои земные”), а потім 1778 р., яка одержала широке визнання як *теорія перетворень*: торф, буре та кам'яне вугілля й антрацит виникли від одного й того ж початкового матеріалу – рослинних решток, і є різними стадіями їхнього перетворення; вугілля утворюється з торфу його обвуглюванням без доступу кисню за умов наявності вологи, тиску вищих шарів і підвищеної температури. Це підтверджено як геологічними чинниками, так і експериментально.

20.3. Вугільні пласти і вугленосні басейни, поширення вугілля, епохи вуглеутворення

Вугільні пласти. Вугілля залягає шарами, або пластами, різної товщини – від міліметрів до сотень метрів, тобто за розміром індивідуальних геологічних тіл воно аналогічне солям, карбонатам, глинистим та уламковим породам. Найпотужніший на Землі пласт бурого вугілля – 450 м – є на родовищі Хат-Крик у Канаді, на другому місці – пласт бурого вугілля 330 м у Південній Австралії (штат Вікторія, родовище Латроб-Веллі), який формувався впродовж усього олігоцену. На третє місце претендують декілька пластів, із яких пласт у 200 м кам'яного вугілля Екібастуза (Казахстан) може бути найбільшим (М. Голіцин, 1989), хоча близької потужності пласти і в Кансько-Ачинському, Південноякутському, Челябінському й Тунгуському басейнах, а також у Китаї та інших країнах. Такі найпотужніші пласти характерні для малопластових вугільних басейнів; вони придатні для відкритої розробки. Зазвичай це лімнічні, тобто болотно-озерні, внутрішньоконтинентальні басейни.

На відміну від лімнічних, паралічні (прибережно-морські) басейни відрізняються величезною (до 15 км у Донбасі) потужністю вугленосної товщі та багатопластовістю: у Донбасі робочих пластів до 70, у Кузбасі – до 130. Це головню палеозойські, кам'яновугільні та пермські товщі. Товщина пластів досягає метрів і перших десятків метрів, хоча поодинокі пласти перевищують 100 м. У Донбасі розробляють пласти з мінімальною потужністю 0,3–0,4 м. Основний спосіб розробки – підземний.

Пласти вугілля, які так різко (на чотири–п'ять порядків) відрізняються товщиною, не можуть бути однаковими за літологічною однорідністю. Уже тонкі пласти, у перші дециметри, складені багатьма літотипами, зміна яких свідчить як про зміну умов нагромадження органічної маси, так і про тривалість їхнього формування.

Витриманість пластів вугілля варіює від десятків метрів до перших сотень кілометрів, і *чим товстіший пласт, тим він більш витриманий*. Однак є і багато винятків. Наприклад, один з найпотужніших пластів бурого вугілля (330 м) в Латроб-Веллі (Австралія) простягається на 80–90 км, а тонші (1–2 м) пласти кам'яного вугілля в Донбасі – на перші сотні кілометрів. Ці різниці зумовлені обстановками торфонагромадження, тобто площею торфовища.

За товщиною вугільні пласти поділяють на досить тонкі (< 0,5 м), тонкі (0,5–1,3), середньої потужності (1,3–3,5), потужні (3,5–15,0) і досить потужні (> 15 м). Площі поширення пластів вугілля від перших до сотень і тисяч квадратних кілометрів.

Одна з цікавіших особливостей пластів вугілля – чітке і наочне (мабуть, через контрастність кольору вугілля та вмісних, завжди світліших, порід) вираження досить загальної властивості осадових шарів – їхнє розщеплення та поєднання. Єдиний потужний пласт у горизонтальному напрямі розділяється на низку тонких, які поступово віддаляються один від одного, розділяються щораз потужнішими глинами та пісковиками, стоншуються та часто виклинюють (“структура кінського хвоста”) або знову зливаються в єдиний пласт. У цьому разі виникає петлеподібна лінза вмісних порід з декількома пластами вугілля.

Вугленосні басейни – великі ділянки земної кори з промисловою вугленосністю. Вони досить різноманітні, їхні класифікації численні. Наприклад, у поширеній тектонічній класифікації Г. Іванова всі вугленосні басейни розділені на платформні, проміжні (перехідні) та геосинклінальні, а кожна з цих груп – на низку підгруп.

Вугільні басейни та родовища класифікують і за складністю тектонічної будови. Виділяють чотири групи (М. Голіцин, А. Голіцин, 1989): 1) прості з горизонтальним заляганням порід та рідкісними розривами (Підмосковний, Кансько-Ачинський та інші вугільні басейни);

2) порівняно складні з нахиленим заляганням порід і з розривними порушеннями (Карагандинський та інші вугільні басейни); 3) складні зі складчастим заляганням порід і численними розривами (Донецький та інші вугільні басейни) та дуже складні зі складноскладчастою будовою й інтенсивною розривною тектонікою, наприклад, Кузнецький вугільний басейн.

Перше на Землі вугілля з решток наземної рослинності виявлене в Китаї, воно було кембрійського віку. У Росії відомі вуглепрояви в силурі. Справжній розквіт або навіть вибух вуглеутворення почався з кам'яновугільного періоду і завершився в пермі. Тріас зафіксовано тільки Челябінським басейном і деякими іншими невеликими родовищами (табл. 20.6). Другий цикл почався з юри і триває, з деякими загасаннями, досі; він зафіксований гігантськими площами торфовищ, особливо в Північній півкулі, у приарктичних зонах, а також у тропічних мангрових та інших вологих ландшафтах Землі.

Вугільні родовища трапляються на всіх материках, однак розподілені нерівномірно (див. табл. 20.6). Розподіл вугілля за часом та по континентах – важливий та надійний показник палеогеографічних та палеотектонічних режимів і обстановок. З мезозойської ери в Європі практично немає вугілля, це пов'язано з великими трансгресіями (юра, крейда) й аридним кліматом. Загальна низька вугленосність тріасових відкладів пов'язана з пануванням аридного типу літогенезу.

Т а б л и ц я 20.6

Розподіл світових ресурсів вугілля за віком, %, за М. Голіциним, А. Голіциним, 1989

Континент	Період					
	карбоновий	пермський	тріасовий	юрський	крейдяний	третинний
Світ	20,5	26,8	0,1	16,3	20,5	15,8
Європа	62,8	18,6	0,01	0,3	0,1	18,2
Азія	17,1	39,8	0,02	28,0	10,3	4,8
Північна Америка	17,6	0,6	0,02	0,2	47,3	34,3
Південна Америка	14,7	–	–	–	21,3	64,0
Африка	0,1	94,7	2,2	2,2	0,4	0,4
Австралія й Океанія	–	40,5	1,7	0,6	0,6	56,6

Поширення вугілля у просторі засвідчує, що вугілля одної епохи вуглеутворення трапляється в одних басейнах, іншої – в інших. Закономірності розміщення вугілля на земній кулі – теорія поясів та вузлів вугленагромадження – розроблена П. Степановим та учнями (1937), М. Страховим (1960).

На земній кулі в кожен вугільну епоху існували свої пояси вугленагромадження, у межах яких фіксують максимуми вугленагромадження або вузли. Для середньокам'яновугільної епохи виділяють субширотний екваторіальний пояс вугленагромадження, який простягається від центральних штатів США через Пенсільванію, Англію, Францію, Німеччину, Сілезький басейн у Польщі, Донбас і далі на південний схід. У межах цього поясу виділяють три вузли: Північноамериканський, Західноєвропейський і Східноєвропейський.

З пермського періоду виділяють субширотний екваторіальний пояс вугленагромадження, який простягається від Північної Америки через Південну Європу й Індію, і північний пояс – від Печорського басейну через Тунгуську вугленосну площу і Кузнецький басейн та Китай.

У третинний період існував екваторіальний широтний пояс вугленагромадження від північної частини Південної Америки через Африку і Південно-Східну Азію, і північний пояс – від західної частини Північної Америки, через Північну Європу, Урал і далі до берегів Тихого океану.

Найбільші вугільні басейни світу розташовані в центральних штатах США, Англії, Бельгії, Нідерландах, Німеччині (Вестфальський басейн), Польщі (Верхня Сілезія); Донбас (Україна) – кам'яновугільного віку, Печорський, Кузнецький (Росія) – пермського віку; численні басейни Північно-Східного Китаю, Далекого Сходу, Південного Сибіру, Середньої Азії – пермського, юрського, крейдяного і третинного віку.

20.4. Рідкі та газові горючі копалини, загальна характеристика, склад, методи дослідження

Рідкі та газові горючі копалини, або нафта та газ, – найважливіші корисні копалини, які відіграють важливу роль в економіці та політиці країн. Це своєрідні каустобіоліти, їх частіше називали *бітумами*, *бітумними утвореннями*, акцентуючи на їхній загальній властивості – поведінці як бітумної речовини, тобто розчинність в органічних розчинниках – хлороформі та спиртобензольній суміші. Останнім часом уживають термін *нафтиди* (В. Муратов, 1954) – загальну назву для нафти та її природних дериватів, який поступово витісняє термін “бітуми”. Під терміном “нафтиди” об'єднують природні органічні речовини (за винятком викопного вугілля), які перебувають у надрах у різному фізичному стані: газоподібному, рідкому, твердому, розчиненому або сорбованому. До них належать: вуглеводневі гази, газоконденсати, нафти, природні бітуми та газогідрати (М. Калінко, 1987). Так само трактує нафтиди і Дж. Хант (1982).

Загальна характеристика нафтидів наведена в табл. 20.7.

Т а б л и ц я 20.7

Загальна характеристика нафтидів, за М. Калінко, 1987

Назва	Фізичний стан		Густина, г/см ³		Примітка
	у надрах	у стандартних умовах*	у надрах	у стандартних умовах*	
Вуглеводневі гази	Газоподібні	Газоподібні	< 0,25	0,0007	Розчинні в нафті та воді, задають сорбування мінералами; розчиняють нафту Переходять у газ і воду
Вільні		Газоподібні			
Газогідрати	Тверді	Газоподібні	0,8–1,2	Руйнуються	
Газоконденсати	Газоподібні	Рідкі	Розчинені	≤ 0,85	
Нафти	Рідкі	Рідкі	0,7–0,9	0,8–0,97	Розчинні в газі
Природні бітуми	Тверді й напівтверді		0,85–2,0	0,965–2,0	

*За тиску 0,1 МПа і температури +15 °С.

Вивчення рідких і газових горючих копалин починають з макроскопічного опису, водночас досліджують вмісні породи за звичайною літологічною методикою. *Хімічні методи* – головні у вивченні нафтидів, нафти, бітумів і газів. Ними виявляють головні особливості складу: елементарний, груповий, компонентний склад, індивідуальні речовини, домішки та геохімічні параметри. Детальні методики визначення цих параметрів наведені в спеціальних посібниках (Е. Галімов, Л. Кодіна, 1982; Т. Дроздова, 1977; О. Конторович, 1976; Ю. Корчагіна, О. Четверикова, 1978, 1980; О. Петров, 1984 та ін.).

Фізичні методи мають самостійне значення – це визначення густини, в'язкості, розчинності рідких і газових компонентів та оптичних властивостей (В. Семенович, 1987, 1989).

Широко застосовують люмінесцентний аналіз для виявлення розсіяної бітумінозної речовини; мас-спектрометричний метод з визначенням ізотопів С, S, Н, N, Не, Аг, Хе та інших – для вирішення генетичних питань: з'ясування джерел речовини, процесів її перетворення та міграції та ін.

Результати наведених методик, аналізів використані для характеристики всіх видів нафтидів (див. табл. 20.7–20.9).

Нафтиди – вуглеводневі хімічні речовини загалом досить простого і маловаріабельного якісного елементного складу. За кількістю атомів їхнім головним елементом є *водень* – “цар всесвіту, найбільше поширений у космосі, який становить понад 70 % маси Сонця та зірок, паує в міжзоряному середовищі, переважає в живій речовині біосфери, який відрізняється високою калорійністю, під час згорання дає воду і названий паливом майбутнього” (Н. Вассоевич, 1981). На другому місці – *вуглець* (за кількістю атомів його майже в 2 рази менше, ніж водню) – носій життя, за масою становить основну частину нафтидів (див. табл. 20.8) і всіх каустобіолітів.

Т а б л и ц я 20.8

Елементний склад нафти, %, за Н. Вассоевич, 1981

Елемент	Склад	
	ваговий	атомний
Водень (H)	12,0–14,5	60–65
Вуглець (C)	83–87	34–38
Гетероелементи (O, N, S)	0,5–8,0*	0,1–3,0

*Ваговий вміст завдяки сірці в сірчаних нафтах.

З *гетероелементів* переважають кисень, азот, сірка, які в сумі не часто перевищують 1 %. Через них, крім вуглеводнів, наявні й неуглеводні сполуки, у яких переважають водень і вуглець, що дає змогу такі сполуки називати *вуглеводистими* (на відміну від вуглеводневих, які не мають гетероелементів).

У складі багатьох нафт є фосфор (до 0,1 %), пов’язаний як з S, так і з H та C, а також різноманітні мікроелементи: V, Mo, Br, Hg (вище кларка в осадових породах), Zn, Ni, Cu, As, Ag (близько кларка), Co, Ga, B, Cr, Fe, Mn, Ca, Pb, Ba, Be, Sr, Si, Al, Ti, Na, Sn та ін. Склад їх подібний до мікроелементів в організмах – ще одне свідчення органічного походження нафти (Т. Ботнева, 1987). Вміст усіх мікроелементів зрідка перевищує 0,02–0,03 % від маси нафти.

Перетворення розсіяної органічної речовини (керогену) седиментів виражене (див. табл. 20.9, Дж. Хант, 1982) в зростанні найлегшого елемента H і в деякому зростанні C та в значному зменшенні гетероелементів, особливо кисню.

Груповий (вуглеводневий) склад (рис. 20.1), який є *молекулярним*, на відміну від розглянутого елементного, більш варіабельний, його використовують для класифікації нафтидів і як технічний показник.

Таблиця 20.9

Елементний склад деяких нафтидів, %, за Дж. Хантом, 1982

Елемент	Нафта	Асфальт	Кероген
C	84,5	84	79
H	13	10	6
S	1,5	3	5
N	0,5	1	2
O	0,5	2	8
Сума	100	100	100

Вуглеводні нафтидів становлять більше десяти рядів або серій, їх можна відобразити в такій класифікації.

I. Ланцюжкові, або ациклічні, аліфатичні (жирного ряду).

1. Насичені, або алкани, – $C_n H_{2n+2}$:

1) нормальні (*n*-алкани) – ланцюг без відгалуження, наприклад, гексан (C_6H_{14}) – шостий член метанового ряду – це ланцюг $CH_3-CH_2-CH_2-CH_2-CH_2-CH_3$;

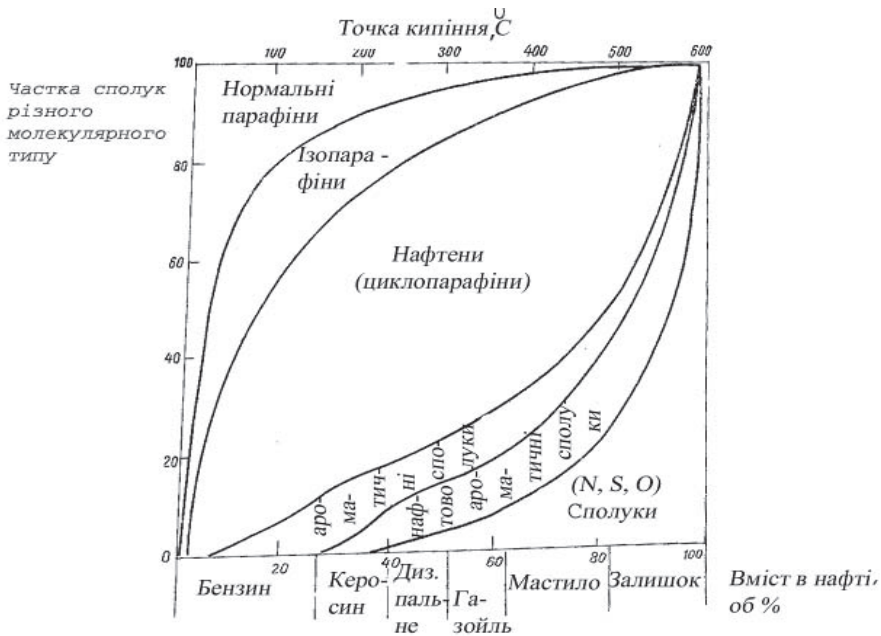
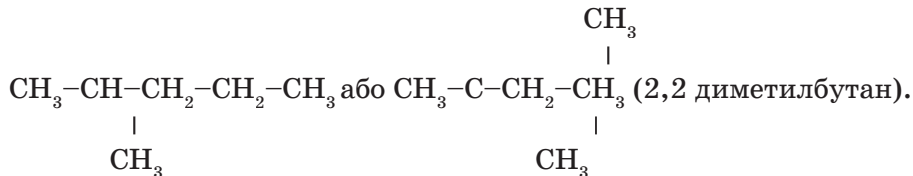


Рис. 20.1. Хімічний склад нафти (Дж. Хант, 1982, с. 66) за групами вуглеводнів (груповий або молекулярний склад) і продукти їхньої розгонки – температурні фракції (знизу)

2) розгалужені (*ізо-алкани*), наприклад, 2-метилпентан



2. Ненасичені

- 1) олефінові, або етиленові, – *алкени*; _
- 2) ацетиленові – *алкіни* та ін.

II. Циклічні

1. Цикланові (поліметиленові, або циклопарафінові), або нафтеніві, – C_nH_{2n} , у нафтах частіше трапляються п'яти- і шестичленні кільця – циклопентан (C_5H_{10}) і циклогексан (C_6H_{12}). Ланками кілець є метилен (CH_2).

2. Ареніві, або ароматичні: бензол C_6H_6 , нафталін C_{10}H_8 і т. д.: відношення Н/С зменшується від моно- (бензол) до бі-, три-, тетра- і поліциклічних.

Гомологічний ряд *n*-алканів називають ще *метановим* – за метаном CH_4 , початковим членом ряду, або *парафіновим* – за одним з високомолекулярних членів – парафіном (від лат. *parum affinis* – слабке зростання, тобто хімічна інертність, стійкість, зокрема нездатність до реакцій приєднання і полімеризації). Ці вуглеводні бувають газоподібними, рідкими та твердими. Перші чотири члени ряду – метан, етан (C_2H_6), пропан (C_3H_8) і бутан (C_4H_{10}) – гази, оскільки точки їхнього кипіння, відповідно, –161, –89, –42 і –0,5 °С. Наступні члени від пентану (C_5H_{12}) до гексадекану ($\text{C}_{16}\text{H}_{34}$) – рідкі, бо їхні точки кипіння – від 36 °С до сотень градусів. Тверді вуглеводні починаються від $\text{C}_{17}\text{H}_{36}$ і вище – це власне парафіни. Розрізняють нафти безпарафінові (парафінів < 1 %), слабкопарафінові (1–2 %) і парафінові (> 2 %). Вуглеводні парафінового ряду за значенням другі після нафтенівих.

Виділення в нафтах масел, смол, асфальтенів та карбоїдів умовно називають *компонентним аналізом*, а самі ці речовини – *компонентами*. Компоненти визначають характер, якість та діагностичні відмінності нафтидів (табл. 20.10).

Масла – світло-жовті до коричневих, рідкі або напіврідкі, тобто найбільш міграційні (рухливі) частини (фракції) бітумоїдів, розчинені в петролейному ефірі й не адсорбовані з цього розчину силікагелем, складені, головню, з вуглеводнів із температурою кипіння вище 200 °С і незначної домішки петролейно-ефірних смол, які виділяють у технології нафти як середні та вищі дистилятні фракції нафти, а в історії нафти асоціюють з *мікронафтою*. Сапропелева розсіяна органічна речовина

вміщує більше масел, ніж гумусова. З посиленням катагенезу зростає вихід масел зі всіх типів розсіяної органічної речовини, а на головній фазі нафтоперетворення вихід досягає максимуму, потім знижується; переміщення мікронафти починає переважати над її генеруванням. У складі масел з сапропелевої розсіяної органічної речовини переважають алканоцикланові вуглеводні, а ацени переважно моноциклічні.

Т а б л и ц я 20.10

Компонентний склад нафтидів, %, за Н. Вассоевичем, 1982

Нафтиди	Масла	Смоли	Асфальтени	Карбоїди	Фізичний стан
Нафти	65–100	0–30	0–10	0	Рідкі
Мальти	45–65	30–40	5–15	0	Напіврідкі, в'язкий
Асфальти	25–45	30–50	15–40	0	Тверді, легко плавляться
Асфальтити	5–25	5–50	30–90	0–10	Тверді, плавляться

“Смоли – фракція асфальтово-смолистих речовин нафти або бітумоїдів, яка розчиняється у вуглеводнях нафт, наприклад, петролейному ефірі, і адсорбується з цього розчину силікагелем та іншими адсорбентами” (Словник..., 1988), складається, головню, з гетероатомних органічних речовин. Молекулярна маса – 500–1 000. Багато смол утворюються під час окиснення високомолекулярних вуглеводнів (вміст кисню в них зі всіх компонентів нафти найбільший) і часто змішуються з не-вуглеводистими органічними речовинами з гетероелементами. Чимало асфальтів та асфальтитів складаються переважно зі смол. До смол належить і бурштин. Смоли – безструктурні полідисперсні речовини з вирішальною міжмолекулярною взаємодією, яка посилює в'язкість.

“Асфальтени – найбільш високомолекулярна фракція асфальтово-смолистих речовин бітумоїдів та нафт, нерозчинена в петролейному ефірі” (Словник..., 1988), у вільному вигляді – крихкі речовини чорного і бурого кольорів з кристалоподібною структурою, з відносною молекулярною масою 1 000–6 000; складаються, головню, з конденсованих ароматичних ядер із циклічними й ациклічними периферійними структурами, які охоплюють гетероеlementи, особливо багато сполук сірки. Сингенетичні бітумоїди гумусового типу розсіяної органічної речовини вміщують більше асфальтенів (до 40 %), ніж бітумоїди сапропелевого типу розсіяної органічної речовини (до 10–12 %).

Карбоїди – нерозчинені в хлороформі асфальтеново-смолисті компоненти природних бітумів, які зазнали термального метаморфізму, вищої карбонатизації та глибокого звітрювання і формують антраксоліти (більш ніж на 95 %) – продукти вищої карбонізації бітумів, керити (на 10–95 %) – “жилльні” або “нафтові вугілля”, та інші *піробітуми*.

Вуглеводневі, або горючі гази – метан, етан, пропан і бутан – ма-

ють величезне промислове значення, як здебільшого позитивне, так і негативне (вибухи у вугільних шахтах). Їх широко використовують як паливо і сировину для виробництва пластмас, штучних волокон і багатьох інших штучних матеріалів.

“Породоутворювальним” газом є практично тільки метан CH_4 , а його гомологи містяться в ньому зрідка в кількості понад 20 %. За цією ознакою, крім чисто метанових, розрізняють гази сухі (домішок 1–5 %), легкі (5–10), важкі (10–15) і досить важкі (> 15 %). Важкі гази називають також жирними, а вміст у них важких вуглеводнів – жирністю. Жирність зменшується в напрямі міграції газів – відбувається диференціація за масою, а склад газів закритих пор ніби фіксує час закриття пор. Чим важча у покладах нафта, тим легші гази в їхніх газових капелюхах.

Вуглеводні-гази змішуються з азотом, діоксидом вуглецю і сірководнем – до їхнього переважання, а також з воднем, вміст якого зрідка перевищує 30 %. Виділяють відповідні градації (М. Калінко, 1987) за сірчистістю – до семи через її шкідливість (отрує природу і людей). Класифікують гази і за вмістом газоконденсату – парів рідких вуглеводнів, вміст яких у газовому покладі досягає 400–1 000 г/м³ (відомі родовища Карачаганацьке, Астраханське й Уренгойське), а іноді до 1 460–1 700 г/м³. По суті, всі газові поклади є газоконденсатними, оскільки вуглеводні-гази не тільки розчиняються в нафті, а й самі можуть її розчиняти – до 1,65 кг/м³, а при 150 °С і 39 МПа – 36 кг. І багато нафтових покладів насправді нафтогазоконденсатні.

Форми наявності вуглеводнів-газів дуже різноманітні – адже це найбільший рухливий флюїд Землі. М. Калінко поділяє їх на вільні, розчинені й сорбовані. У перших розрізняють гази у відкритих та закритих порах. У відкритих порах трапляються не тільки “звичайні гази”, а й *газогідрати* – кристалічні газоводні сполуки, тверді, схожі на мокрий сніг або лід, які існують не тільки за температури близько точки замерзання води (вище і нижче), а й, залежно від тиску, і за вищих температур.

Значна кількість газу в закритих порах – між зернами і кристалами та всередині них. Гази розчиняються як у підземних водах, які містяться в порах і у вигляді рідких включень у мінералах, так і в нафтах та природних бітумах. Це основна форма газів у земній корі. Близько 10–15 % газів є сорбовані мінеральною частиною породи, вуглистими частинками (сильні сорбенти) і розсіяною органічною речовиною. У підземних водах літосфери розчинено багато сотень трильйонів кубічних метрів газу. Їх багато в нафтах – до 600–650 м³/м³ (М. Калінко, 1987).

Газоконденсати – безколірні або коричневі та зеленкуваті рідини з густиною 0,67–0,81 г/см³, з низькою температурою початку кипіння (24–92 °С), проте які, головню, складені з фракцій, що википають до 250 °С (менше – до 300 °С, іноді й вище), представлені вуглеводнем мінімум на 90 %, нерідко вміщують силікагелеві смоли (до 3,7 %) та інші домішки, мають молекулярну масу 105–170. У їхніх бензинових фракціях переважають метанові та нафтеніві вуглеводні, зрідка – ароматичні вуглеводні. Хоч вони не утворюють самостійних скупчень, а містяться в газо-газоконденсатних та газоконденсатно-нафтових покладах, газоконденсати заслуговують на виділення в самостійну групу нафтидів (М. Калінко, 1987), оскільки: 1) значно поширені, а чисто газові поклади – рідкісний виняток, 2) перехідні між газом та нафтою, 3) цінна нафтохімічна сировина, у чому перевершує нафту та газ, 4) необхідна розробка раціональних методів експлуатації свердловин та пластів через небезпеку закупорення пор. У напрямі міграції зменшується вміст газоконденсату та “полегшується” його склад, що дає змогу прогнозувати та відновлювати умови і шляхи міграції й акумуляції флюїдів, зокрема, термобаричні умови та глибини генерування первинних газоконденсатів та глибини і час надходження газу в нафтовий поклад або нафти в газовий (вторинні газоконденсати).

Газоконденсати містяться на глибині від 1 000–1 500 до 5 500–6 000 м. Чим вищі пластові тиск та температура, тим більша вірогідність наявності в газі конденсату і тим він багатший на високомолекулярні сполуки (В. Семенович, 1989). Високомолекулярні сполуки і конденсуються раніше.

20.5. Природні бітуми, характеристика, склад, класифікація

Під назвою *природні бітуми* (лат. *bitumen* – смола, що спалахує) розуміють велику групу природних органічних речовин, які утворюють з нафтою безперервні ряди переходів за складом і генезисом, а також за фізичним станом (від рідкого до твердого). Багатозначний термін *бітуми* (Словник..., 1968) відповідає органічній речовині з переважанням смолистих компонентів над масляними, а І. Гольдберг (1981) дав, можливо, найбільш розвернуте визначення: *Бітуми – природні органічні сполуки з первинною вуглеводневою основою від високомолекулярних мінералів до речовин, які складені з високомолекулярних вуглеводнів і гетероатомних сполук та є колоїдально-дисперсними розчинами асфальтенів і смол у вуглеводневій масляній фазі.*

За елементним складом класи бітумів подібні або мало відрізняються (Б. Клубов, 1983; В. Козлов, Л. Токарев, 1957; Н. Орлов, В. Успенський, 1936, І. Преображенський, С. Саркісян, 1954; та ін.). Чіткіше їх розділяють за груповим складом, передусім за вмістом масел, асфальтенів та карбоїдів, і деякими фізичними властивостями (табл. 20.11, 20.12).

Мальти – чорні густі в'язкі нафти змінного складу, часто багаті на кисень та сірку, які утворюються, вірогідно, переважно внаслідок втрати нафтами в приповерхневих умовах летких компонентів, окиснення та полімеризації. На цьому шляху мальти переходять в асфальт. Масел уміщують 35–65 %, асфальтенів – 0,3–40,0 %.

Асфальти – гірські смоли, аморфні, коричнево-чорні, непрозорі, зі смоляним блиском, твердістю 1, пахнуть бітумами, є продуктом окиснення нафт та мальт, самі можуть переходити в асфальтити. Масел – 40–25 %, асфальтеново-смолистих компонентів – 10–60, вихід бензольного коксу – 10–20 %. Глибоко в надрах асфальти можуть давати нафту, просочують осадові породи, утворюють жили, сили, покривають кіркою-панциром бітумні або асфальтові озера, діаметр яких досягає 600 м (острови Тринідад і Барбадос, Венесуела).

Т а б л и ц я 20.11

Класифікація природних бітумів, М. Калінко, 1987

Клас	Консистенція	Густина, г/см ³	Температура плавлення (розм'якшення), °С	Розчинність у хлороформі	Вміст масел, %
Мальти	В'язка до твердої	0,965–1,0	35–40	Повна	40–65
Асфальти	В'язка-тверда	1,0–1,1	20–100	Повна	25–40
Асфальтити	Тверда	1,05–1,2	180–300	Повна	< 25
Керити	Тверда	1,0–1,25	Не плавляться	Слабка і нерозчинні	–
Антраксоліти	Дуже тверда	1,3–2,0	Не плавляться	Нерозчинні	–
Озокерити	В'язка і тверда	0,85–0,97	50–85	Повна	20–85

Асфальтити – вища ланка в ряду мальти–асфальти–асфальтити, тобто повністю або практично повністю розчинних у хлороформі, бензолі та інших аналогічних органічних розчинниках твердих бітумів, які відрізняються від асфальтів вмістом масел до 25 %, складаються, головню, з асфальтово-смолистих компонентів (на 75 % і більше), полігенетичні, поділяються на два підкласи – гільсоніти та греєміти. Перші дають бензольного коксу 10–30 % і вміщують Н = 8,5–10,5 %, другі – відповідно, 38–55 і 7,0–7,5 % та нерідко вміщують карбоїди (до 10–15 %), важчі і плавляться за вищої температури (180–300 °С). Греєміти утворюються у верхній зоні гіпергенезу (ідіогіпергенезу, за Н. Вассоевичем) за активної участі мікробіосу. Вони зближені з кірами.

Таблиця 20.12

Склад природних бітумів, за В. Успенським, В. Мурашовим та ін., М. Каліно, 1987

Клас бітумів	Елементний склад						Груповий склад			
	С	Н	N	S	O	смоли бензолні	смоли спиртобензолні	асфальтени	карбонди	
Мальти	76,82–87,13	6,10–12,87	0,22–0,82	0,12–9,95	0,16–9,17	5,98–24,50	2,44–18,11	0,3–40	0	
Асфальти	76,70–84,42	6,62–11,84	0,28–1,64	0,16–9,67	0,50–12,25	8,36–23,00	5,16–37,03	6,38–50,00	0	
Асфальтиди	74,74–85–78	6,0–10,86	0,32–12,52	0,25–12,79	0,74–9,09	3,59–19,81	1,11–23,63	43,95–84,76	0	
Керити	76,74–90,36	5,69–9,66	0,28–2,0	0,19–5,67	0,76–12,28	0,11–9,60	0,02–7,6	0,34–74,36	6,94–96,65	
Антраксоліт	88,54–98,77	0,25–4,50	0,15–1,39	0,31–3,47	1,20–6,78	0	0	0	0	
Озокерити	84,5–86,1	13,7–15,3	0,05–0,46	0,13–1,07	1,5–2,0	Следи				
Оксикерити	76,56–85,8	7,61–9,48	0,33–1,8	0,35–7,04	3,11–8,49	1,65–4,62	0,72–6,0	17,05–68,94	15,2–69,89	
Єлалерити*	75–87	10–13	0–1,8	Следи–3,24	0–2,5	0	0	0	0	
Альгарити	39–48	6,2–7,4	2,6–7,6	42–52	0	0	0	0	0	

*Вміст масел – 3,23–9,65 %.

Керити – крихкі вуглеподібні бітуми, повністю не розчиняються в хлороформі (вміщують карбоїди, 10–95 %), за складом наближаються до нафтоїдів, з $H > 5$ %, утворюються внаслідок метаморфізації бітумів на нижчих та вищих (імпроніти) стадіях. Їх називають “жильним вугіллям”, або “нафтовим вугіллям”, що відображає не тільки їхню форму, а й проміжне положення між гумолітами та нафтидами; утворюють “жирові покриви” біля виходів нафти й означають руйнування покладу. Вихід бензольного коксу – 55–84 %.

Антраксоліти (грец. *antrax* – вугілля) – антрацитоподібні бітуми вищого ступеня метаморфізму органічної речовини, нерозчинні в органічних розчинниках, не плавляться, не дають рідких продуктів розкладання, з густиною 1,3–2,0 г/см³, твердістю 2–5, раковистим зломом, блискучі, формують жилки та гнізда в інтрузивних і ефузивних породах та сланцях, утворюються під час контактового метаморфізму – піролізу бітумів будь-яких стадій та складу, вугілля, горючих сланців, складаються з карбоїдів і, можливо, вільного вуглецю, збагачені ванадієм та нікелем.

Озокерити (грец. *ozo* – пахну, *keros* – віск) – гірські воски, світло-жовті, до майже чорних, м’які, пластичні й тверді, крихкі, іноді волокнисті, трапляються жилами і пластовими покладами (силами), складаються з твердих алканів (від C₃₇ до C₅₃) з домішкою рідких масел і смол, виникають під час диференціації високопарафіністих нафт та важких газоконденсатів, утворюють великі родовища у Ферганській, Західнотуркменській западинах, у Передкарпатському прогині та інших нафтоносних регіонах.

Оксикерити – окиснені в субаеральних умовах асфальтові бітуми з неповною розчинністю в органічних розчинниках, бурі й чорні, крихкі, пухкі, землісті, в особливих типах з вмістом сірки до 10–15 %.

Альгарити – жовті, бурі, чорні землісті, частково або повністю розчинні у воді продукти бактеріальної переробки (біоокиснення або біозвітрювання) озокериту або парафіністих нафт, мають вуглеводно-білкову природу, примикають до бітумів, однак не є ними, зазвичай, високоазотисті (до 10 %). Аналогічними за складом (та не за генезисом) є багато сучасних біогенних утворень, наприклад, муміє – натік на скелях фекалій гризунів та інших тварин.

20.6. Нафти, характеристика, класифікація, умови утворення, збереження, поширення

Нафта (грец. *naphtha* – рідкий каустобіоліт) і газ відомі з давніх часів. На берегах Євфрату існував нафтовий промисел 6000–4000 рр. до н. е., і нафту використовували як паливо, а бітуми – у будівельній

та дорожній справі. У Давньому Єгипті нафту застосовували для бальзамування, у Давній Греції – як паливо (А. Кравцов, 1982). У 600 р. до н. е. Конфуцій згадав про свердловини на нафту глибиною в сотні метрів, хоч часто її одержували як побічний продукт під час буріння на сіль (Дж. Хант, 1982). Горючий газ використовували для випаровування солі з розсолів. У Китаї створено бурове обладнання, яке давало змогу вже у 1132 р. досягти глибини приблизно 1 000 м. Майже 2000 років тому була відома нафта в Сураханах біля Баку, а в XVI ст. привезено в Москву нафту (“гарячу воду густу”) з Ухти. Наприкінці XVIII ст. на родовищі нафти в Бірмі пробурили понад 500 свердловин і добували майже 40 000 т нафти щорічно. У XIX і XX ст. видобуток зростав у геометричній прогресії.

“Нафта – це масляниста речовина темно-бурого кольору, іноді безколірна, складена з різних вуглеводнів: насичених, або парафінових, C_nH_{2n+2} , ненасичених, або нафтенових, C_nH_{2n} і ароматичних C_nH_{2n-x} , де $x = 6, 8, 10$ і т. д. Парафінові нафти світлі й легкі, нафтенові – темні й важкі, ароматичні трапляються зрідка” (М. Логвиненко, 1967).

“Нафтами називають природні горючі гідрофобні безбарвні, коричневі, зрідка зеленкуваті, прозорі й непрозорі рідини з густиною 0,75–1,10 г/см³ (у США – до 1 г/см³, що прийнято за межу між нафтою та природним бітумом) суміші та складні розчини вуглеводнів, сірчаніх, азотистих, кисневих, металоорганічних сполук (порфіринів та ін.), смолистих, асфальтенових речовин та домішок елементів сірки, свинцю, заліза та ін.” (М. Калінко, 1987). Розрізняють нафти легкі (до 0,810 г/см³), середні (0,810–0,870), важкі (0,870–0,90) і дуже важкі (> 0,900 г/см³). Одна з важливіших властивостей нафти – здатність розчиняти вуглеводні-гази (до 650 м³/м³), тому в надрах їхня густина менша: звичайно 0,741–0,844 г/см³, однак у разі розгазування нафт зростає до 0,835–0,884 г/см³. Середній вміст газу в нафтах у 50 % покладів – 26–86 м³/м³, вміст порфірину досягає 28–30 % (родовища Узень, Колодязне; М. Калінко, 1987). Наявність вуглеводнів у нафтах уперше зафіксована 1725 р., сьогодні визначено понад 700 індивідуальних вуглеводнів складу C_1 – C_{40} .

Класифікації нафт (А. Гусева, Е. Соколов, 1979; М. Калінко, 1987; А. Карцев, 1978; В. Семенович, 1989; А. Петров, 1984 та ін.) виконують за складом вуглеводнів, домішками та фізичними властивостями. У класифікації за складом вуглеводнів частіше враховують вміст трьох основних класів вуглеводнів: 1) метанових, або парафінових, тобто алканів; 2) поліметиленових, або нафтенових, тобто цикланів; 3) ароматичних – аренів.

Одна з простіших – класифікація нафт Грозненського нафтового дослідницького інституту, за якою виділяють шість типів: 1) метанові,

2) метаново-нафтеніві, 3) нафтеніві, 4) нафтенно-метаново-ароматичні, 5) нафтенно-ароматичні, 6) ароматичні (рідкі). За детальнішою класифікацією виділяють десять типів, з яких три – прості, а сім – змішані за груповим складом вуглеводнів: I – метанові; II – нафтеніві; III – ароматичні, або бензолні (у них головного компонента > 75 %); IV – метаново-нафтеніві; V – нафтенно-метанові; VI – бензолно-нафтеніві; VII – нафтенно-бензолні; VIII – бензолно-метанові; IX – метаново-бензолні; X – метано-бензолно-нафтеніві (у типах IV–IX головного компонента, що є на першому місці, – 75–50 %, а другого – > 25 %).

Інші класифікації будують за домішками гетероелементів – N, S, O (аналогічні до класифікації вуглеводнів-газів), вмістом парафінів, смол, асфальтенів, густиною вуглеводнів, їхнім співвідношенням, за кількістю атомів C у вуглеводнів різних груп і типів. Це має не тільки класифікаційне, а й генетичне і практичне значення. Тому, крім загальної, базисної систематики, розробляють спеціальні, у тому числі технологічні класифікації (Т. Ботнева, 1987; Словник..., 1980 та ін.). Наприклад, за вмістом смолисто-асфальтенових органічних речовин Т. Ботнева виділяє малосмолисті (< 10 %), смолисті (11–20) і високосмолисті (> 20 %); за вмістом сірки, % : малосірчані (< 0,5), сірчані (0,51–2,0) і високосірчані (> 2); за вмістом парафіну, % : малопарафіністі (< 1,5), парафіністі (1,51–6,0) і високопарафіністі (> 6) та ін. Кількість неуглеводневих компонентів, зазвичай, зростає від легких нафт до важких, а вміст бензинових фракцій зменшується, і серед важких нафт понад 20 % їх узагалі немає.

Вміст азоту коливається в невеликих межах. Фосфор також пов'язаний з органічною речовиною, і його вміст зростає з підвищенням сірчистості. У важких нафтах збільшується вміст молібдену, бору, урану, бром, йоду та багатьох інших елементів.

Хоч нафта нерозчинна у воді, проте окремі органічні речовини нафт, головню з легких, розчинні, і розчинність зростає з підвищенням температури, досягаючи 0,445 кг/1 000 кг води за 162 °С, тоді як при 102 °С вона становить 0,009–0,111 кг/1 000 кг води.

Склад та властивості нафт винятково мінливі у просторі й часі.

Умови утворення і залягання нафти давно привертали увагу дослідників. Щодо способу утворення нафти є низка гіпотез, їх можна розділити на дві категорії: гіпотези неорганічного і гіпотези органічного походження нафти.

Гіпотези неорганічного походження нафти. Ще 1546 р. Агрікола писав, що нафта і кам'яне вугілля мають неорганічне походження; вугілля утворюється внаслідок згущення нафти та її затвердіння.

У 1877 р. Д. Менделєєв запропонував мінеральну (карбідну) гіпотезу, згідно з якою виникнення нафти пов'язане з проникненням води в глибини Землі по розломах, де під її дією на “вуглеводисті метали” – карбіди – утворюються вуглеводні й оксид заліза. Вуглеводні, які утворилися, взаємодіючи між собою і мігруючи в стратисферу, дали початок нафті.

В. Соколов 1989 р. запропонував гіпотезу космічного походження нафти. Вихідним матеріалом для виникнення нафти слугували вуглеводні, які були в газовій оболонці Землі ще за часів її зіркового стану. З вистиганням Землі вуглеводні були поглинуті розплавленою магмою, а потім з формуванням земної кори газовмісні вуглеводні проникли в осадові породи й утворили нафту.

Були також гіпотези вулканічного походження нафти (Ю. Кост, 1905), мінерального мантійного утворення (Н. Кижнер, 1914, Є. Мак-Дермат, 1939, К. Ван Оретранд, 1948).

У 50–60-х роках ХХ ст. Н. Кудрявцев, В. Порфір'єв, Г. Доленко та інші і за кордоном Ф. Хойя, Т. Голд та інші науковці запропонували різні гіпотези неорганічного походження нафти, стверджуючи, що під великими родовищами нафти є вивержені породи, звідки надходять вуглеводні, перетворюючись в осадових породах у нафту.

Н. Кудрявцев у 50-х роках ХХ ст., узагальнюючи матеріал з родовищ нафти і газу всього світу, виявив, що родовища нафти і газу містяться під глибинними розломами земної кори. На його думку, у мантії Землі під тиском і за високої температури утворюються вуглеводневі радикали CN , CN_2 , CN_3 , які рухаються в речовині мантії від зони високого тиску до зони низького тиску. Піднімаючись у шари земної кори, вуглеводні реагують один з одним і з воднем, формуючи нафту. Рідина, яка утворилася, переміщається по вертикальних та горизонтальних тріщинах і накопичується в пастках. На підставі цієї гіпотези знайдено досить великі родовища нафти, і практичні рекомендації шукати нафту не тільки у верхніх шарах, а й на глибині підтвердилися.

Гіпотези неорганічного походження нафти не отримали підтримки в той час, і більшість дослідників та геологів-нафтовиків у нас і за кордоном – послідовники концепцій органічного походження нафти.

Гіпотези органічного походження нафти. Згадаємо ідею М. Ломоносова (“О слоях земных”, 1763) про дистиляційне походження нафти під дією глибинного тепла з органічної речовини, яка дає початок і кам'яному вугіллю. Простіше кажучи, спочатку утворилися вугільні поклади, потім укорінювалися інтрузії, які їх підігрівали. Відбувалася перегонка вугілля без доступу повітря, унаслідок цього виділялись гази, які взаємодіяли між собою, ускладнювалися (полімеризація) у водно-

му середовищі і давали початок нафтопродуктам. На місці залягання вугілля залишався коксівний залишок. Такі факти в природі відомі, проте масштаби їх незначні, тому важко припустити утворення великих покладів нафти таким способом.

Під час вивчення сапропелевої органічної речовини осадових порід німецький ботанік Т. Потоньє в 1904–1905 рр. висловив гіпотезу сапропелевого походження нафти. Далі її розвинули такі вчені, як Н. Андрусов, В. Вернадський, І. Губкін, К. Богданович, Н. Зелінський, Г. Михайловський та інші, німецький учений К. Енглер, американські Дж. Ньюберрі, Е. Ортон, Д. Уайт та ін.

У 20-ті роки ХХ ст. почалися геолого-геохімічні дослідження з проблем нафтоутворення (А. Архангельський, 1925–1926; П. Траск, 1926). У 1932 р. опубліковано класичну працю І. Губкіна “Учение о нефти”, яка дала поштовх розвиткові ідей про генезис нафти і формування її покладів. У 50-ті роки (А. Горська, Ф. Сміт) відкрито нафтові вуглеводні в сучасних осадах водойм різного типу (в озерах, затоках, морях, океанах). Подальшому прогресу уявлень про походження нафти сприяли праці багатьох учених різних наукових шкіл і напрямів, колективів дослідників різних країн (А. Архангельський, В. Вернадський, А. Виноградов, І. Губкін, М. Страхов, Н. Вассоєвич, В. Вебер, В. Соколов, В. Успенський та ін.; за кордоном – А. Леворсен, Дж. Сміт, Дж. Хант, Б. Тіссо, П. Мюллер, Т. Вельте і багато інших).

Уявлення про генезис нафти у спрощеному вигляді такі (М. Логвиненко, 1967). Вихідною для нафти є органічна речовина. Вивчення органічної речовини морів засвідчили, що з планктону перегонкою можна отримати всі вуглеводні, які входять до складу нафти. Біомаса планктону дуже велика і може дати початок значним скупченням нафти. За абсолютною біомасою на першому місці стоїть фітопланктон – мікроскопічні водорості, які розвиваються у приповерхневій товщі морських і океанічних вод у масових кількостях; на другому – зоопланктон, на третьому – усі інші організми: нектон, бентос (макро і мікро), морські водорості, рослинний і тваринний детрит.

Організми відмирають, падають на дно і захоронюються в морських мулах. Морські мули, які вміщують органічну речовину, перекриває наступна порція осадів. Починається розкладання органічної речовини з участю бактерій. На розкладання органічної речовини іде весь кисень, утворюються відновні умови. Унаслідок цього процесу утворюються дрібні крапельки і плівки вуглеводнів. Далі на мулистих осадах з вмістом органічної речовини і первинних вуглеводнів нагромаджуються нові товщі, через що мули зазнають діагенетичних змін і переходять із зони осадоутворення в стратисферу. У період діагенезу продовжується

утворення нафти, бактеріальна діяльність поступово згасає, однак, на відміну від утворення вугілля, відтискання води тут не відбувається. За умов підвищеної температури (до 200 °C) і тиску (до 1 000–2 000 атм) відбувається ускладнення молекул вуглеводнів (полімеризація) та поступове відтискання крапель і плівок нафти з нафтоутворювальних глинистих порід у колектори нафти. Міграція нафти сприяє утворенню за підвищеного тиску і температури системи пари води–вуглеводні, які мають високу рухомість.

Переконали докази біогенної природи нафтоматеринської речовини отримані внаслідок детального вивчення еволюції молекулярного складу вуглеводнів у вихідних організмах, в органічній речовині осаду й породи, і нафти з різних покладів. Важливим є виявлення в складі нафти своєрідних молекулярних структур (хемофосилій), успадкованих від органічної речовини. Вивчення розподілу стабільних ізотопів вуглецю, сірки, азоту, кисню, водню в нафті, органічній речовині порід і в організмах (А. Виноградов, Є. Галімов) також підтвердили зв'язок нафти з органічною речовиною осадових порід.

Дослідники різних напрямів упродовж багатьох десятиріч вивчення процесів перетворення органічної речовини у вичопному стані, тобто утворення із неї природної нафти, дійшли висновку, що під час метаморфізму розсіяної органічної речовини в породах на глибині відбуваються два геохімічні процеси: утворення газових компонентів та води і формування твердої керованної речовини. Утворення газових компонентів CH_4 , CO_2 , H_2S , NH_3 , а також H_2O є закономірним явищем у зміні органічної речовини в процесі метаморфізму. У цьому разі на глибинах за визначених температур і тиску простежується процес формування газових високомолекулярних сполук. Процеси метаморфізму захороненої органічної речовини, особливо у вигляді керованих сполук, тобто розсіяної органічної речовини, потрактовані Н. Вассоевичем та іншими послідовниками осадово-міграційної концепції утворення нафти не тільки як фази газонафтопрояву, а й як головна фаза нафтоутворення.

Багато дослідників неорганічного та органічного походження нафти і газу доводять, що нема фаз нафто- і газоутворення, посилаючись на геологорозвідувальні практики. Аналіз нафтогазоносності Землі засвідчує, що поклади нафти і газу в нафтогазоносних провінціях трапляються по всьому розрізу осадових порід незалежно від їхнього віку і глибини залягання. Закономірності їхнього утворення і розміщення контрольовані, головню, літолого-фаціальними і структурно-тектонічними властивостями будови нафтогазоносних провінцій. Склад нафти змінюється залежно не від характеру вмісних порід і наявної в них органічної речовини, а від глибини залягання, тобто від термобаричних умов.

А. Дмитрієвський зі співавт. (2001) основну увагу зосередив на з'ясуванні того, що первинне – нафта, генерована в надрах планети, а потім біологічне життя, чи навпаки, бактеріальна сфера мільярдів років існування Землі, яка породила поклади нафти і газу. З огляду на суперечності, які існують між біогенною і абіогенною теоріями походження нафти, дослідження А. Дмитрієвський спрямував на з'ясування механізму нафтоутворення, плідно працюючи з представниками обох шкіл. Його погляд – полігенічність утворення нафти і газу.

Геологічні умови знаходження нафти різні, вона залягає, як уже зазначено, у пісках, пісковиках, алевритах, вапняках та інших пористих і тріщинуватих породах. Звично ці породи морського походження, лагунні або дельтові. Розрізняють нафтоматеринські породи і світи, де нафта *утворюється*, і колектори нафти, де вона *зберігається*. Нафтоматеринськими породами є глини й аргіліти, збагачені органічною речовиною, вапняки, доломіти, мергелі. Нафта трапляється у вивержених породах, однак тут вона, швидше, вторинна.

Флюїди нафти і газу скупчуються майже завжди не на місці зародження, а переміщуються з *нафтоматеринських світ у пастки* на відстані до сотень кілометрів по горизонталі й до перших кілометрів по вертикалі. Пастки, у яких утворюються родовища нафти і газу, мають *колекторські властивості – первинну пористість або вторинну тріщинуватість і кавернозність*. Вони представлені пісковиками з міжгранулярним поровим простором (до 40–45 %), що не зайнятий цементом, пористими рифовими та іншими вапняками, доломітами, кременевими й усіма іншими породами, у тому числі магматичними, які розбиті тріщинами, частіше тектоногенними. Розміри та форма пастки, отже, визначені *колекторським простором*, а флюїдонасиченість – *загальною пористістю і проникністю*.

Добрих колекторських властивостей порід пастки для утворення родовищ недостатньо, необхідно запечатати її від витікання флюїдів, що досягається природним сполученням – парагенезисом пастки з *покришкою – флюїдоупором* (антиколектором, за М. Калінко), тобто непроникними для них породами. Ідеальними природними покритками є глини певної (не менше 10 м) потужності, а також пласти кам'яної солі й аргіліти. Деякі гірші флюїдоупорні властивості мають сульфати й однорідні мікрозернисті вапняки. Ідеальні флюїдоупори – вічномерзлі породи будь-якого складу, оскільки в них пори повністю зайняті льодом: під ними родовища газу та нафти можуть бути наближені до поверхні Землі на 700–500 м.

Домішка глинистої речовини, особливо монтморилонітової, посилює екранувальні властивості майже всіх порід. Експерименти засвідчи-

ли, що домішка 20 % каолініту в середньозернистий кварцовий пісок знизила проникність у 500 разів, така ж кількість монтморилоніту – у 3 000 разів. Гідрослюди займають проміжне положення (Б. Прошляков, В. Кузнецов, 1991).

Колектори – “гірські породи, які здатні вміщувати та віддавати” (А. Кравцов, 1982) флюїди (воду, нафту, газ), добре вивчені нафтовиками (Ю. Бурлін, 1975; М. Калінко, 1987; Б. Прошляков, В. Кузнецов, 1991; А. Ханін, 1973; та ін.) та гідрогеологами (В. Всеволожський, 1991 та ін.), утворюють колекторське тіло, яке називають природним резервуаром, або пасткою флюїдів. Б. Прошляков і В. Кузнецов (1991) як “резервуар” розуміють: флюїдоупор, що обмежує колекторське тіло, – покришку: “*природний резервуар* нафти та газу – це природне вмістище рідких та газоподібних речовин (флюїдів), у якому може відбуватись їхня міграція”. Поділяючи це розуміння природного резервуару, М. Калінко (1987) колектор називав флюїдопровідником, а флюїдоупори (антиколектори) розділив на верхні – покришки, та нижні – підкладки. Більше значення мають покришки, оскільки нафта і газ – найменш густі флюїди, і вони шукатимуть найвище положення: нафта вище від води у покладі, а газ – вище від нафти (простий тришаровий поклад). Води нафтових родовищ високомінералізовані, сульфатні й хлоридні, з високим вмістом бромів і йоду. Це захоронені морські води з високою мінералізацією.

Природні резервуари нафти та газу і приурочені до них родовища розташовані в земній корі не хаотично, а групами, системами, які утворюють *нафтогазоносні басейни*, тобто великі осадові басейни, які мають єдину геологічну історію та будову і регіональну нафтогазоносність, яка виявляється в наявності нафтоматеринських світ, колекторів, флюїдоупорів та структур для утворення родовищ. Учення про нафтогазоносні басейни розвинули І. Брод, Н. Єременко, В. Оленін, Н. Вассоевич, А. Серьогін, В. Семенович, Б. Соколов, Ю. Бурлін, І. Висоцький та ін. Оскільки практично всі осадові басейни первинно нафтогазоносні (не виключаючи, мабуть, і докембрійські), то поділ їх передусім потрібно виконувати за тектонічною, а, по суті, за історико-геологічною ознакою: це континентальні й окраїнно-океанічні, приурочені до перехідної зони між континентами й океанами. Континентальні, відповідно, поділяють на платформні, геосинклінальні та перехідні між ними.

З цими геотектонічними елементами земної кори пов’язані нафтогазоносні пояси і нафтогазоносні басейни. Це Андсько-Аляскінський нафтогазоносний пояс, до якого входять великі нафтогазоносні басейни Венесуели, Західної Канади і Північної Аляски. Другий нафтогазоносний пояс перетинає Північну Африку, Близький та Середній Схід і Се-

редню Азію, третій охоплює нафтогазоносні басейни Західного Сибіру, Східного Прикаспію, перетинає Середній Схід, четвертий включає нафтогазоносні басейни Північного моря (Центральної Європи), Рейнського грабена на півночі Європейського континенту і західної частини Середземного моря на півдні. Виділяють також *пояси передгір'я* Альпійської, Уральської, Аппалацької, Карпатської й інших гірських систем.

У Росії великі родовища нафти зосереджені на Кавказі – Апшеронський півострів, Грозненський, Майкопський райони; на терені між Волгою і Уралом (друге Баку) і в Західному Сибіру.

Значні родовища нафти відомі в Україні (Передкарпатський нафтогазоносний басейн, Дніпровсько-Донецький, Причорноморсько-Кримський і перспективна Волино-Подільська нафтогазоносна провінція).

Нафта трапляється в тих самих відкладах, що й вугілля. Вона поширена у відкладах третинного періоду, юрського, пермського, кам'яновугільного, також відома нафта девонська, силурійська й кембрієвська.

20.7. Теоретичне та практичне значення каустобіолітів

Каустобіоліти (вугілля, горючі сланці, природні бітуми, нафта) – “живі документи” біосфери, історію якої без них не можна відновити. За рослинними рештками відновлюють історію розвитку флори на Землі, а також розвиток життя, атмосфери, гідросфери та стратисфери. Крім того, вони чутливі геохімічні показники умов на поверхні Землі та в її надрах: клімату, температури, Eh, рН, концентрації солей та елементів, глибини занурення шарів у надра тощо. Автотрофні живі організми породили кисневу атмосферу і майже звільнили її від CO₂, створивши оптимальні умови для розвитку життя. Ці нові екзосферні умови не тільки інтенсифікували біологічну еволюцію, а й докорінно змінили та прискорили еволюцію процесів седименто- і літогенезу та утворення більшості корисних копалин, перш за все каустобіолітів.

Винятково важливе науково-практичне значення вугілля, горючих сланців та нафти: їх та їхні компоненти використовують для періодизації історії Землі, у стратиграфічних дослідженнях (кореляція розрізів і визначення віку), фаціальному аналізі та палеогеографії, у стадіальному аналізі літогенезу.

Практичне значення каустобіолітів не можна переоцінити. Це, перш за все, основне *джерело енергії*. Лише з середини 50-х років ХХ ст.

вугілля поступилося нафті, проте вже намітилася тенденція повторного виходу в лідери, і така перспектива забезпечена величезними ресурсами вугілля на Землі (майже 15 або навіть 30 трлн т), які на порядок перевищують ресурси нафти та газу, разом узятих (М. Голіцин, А. Голіцин, 1989). За швидкого скорочення видобутку нафти її заміником будуть горючі сланці, загальні світові запаси яких – 450 трлн т (ООН, 1967), що на порядок більше від запасів вугілля та нафти (92 трлн т), хоч сюди ввійшла і переважна в їхньому складі неорганічна частина. У горючих сланцях міститься від 26 до 53 трлн т сланцевої смоли (В. Голіцин, Л. Прокоф'єва, 1990). Більше половини (53 %) ресурсів горючих сланців зосереджено в США, особливо в найбагатшому басейні Грін-Рівер (Скелясті гори).

Ресурси вугілля (табл. 20.13) розподілені нерівномірно: 45 %, або 6,8 трлн т, приурочено до території СНД (перше місце); 26 % (3,6 трлн т) – США (друге місце), 10 % (1,5 трлн т) – Китай (третє місце). Ресурси викопного вугілля мають 75 країн. Майже всі ресурси вугілля (91 %) зосереджені в Північній півкулі – Азії (8,1 трлн т, або 54 %), Північній Америці (4,2 трлн т, або 28 %) і Європі (1,3 трлн т, або 9 %).

Т а б л и ц я 20.13

Ресурси та розвідані запаси вугілля в світі, млрд т
(Праці 27-ї сесії МГК, 1984, М. Голіцин, А. Голіцин, 1989)

Світ, континенти, країни	Загальні ресурси			Розвідані запаси		
	усього	у тому числі		усього	у тому числі	
		кам'яні	бурі		кам'яні	бурі
Світ	14 810	9 440	5 370	1 239	808	431
Континенти: Європа	1 347	1 020	327	317	231	86
Азія	8 072	5 876	2 196	345	233	112
Америка	4 263	1 548	2 715	422	226	196
Африка	341	337	4	72	71	1
Австралія та Океанія	787	659	128	83	47	36
Основні країни: СНД	6 806	4 649	2 157	281	171	110
США	3 600	1 286	2 313	397	214	183
Китай	1 465	1 425	40	102	99	3
Австралія	783	659	124	83	48	35
Канада	582	207	375	16	6	10
Німеччина	287	227	60	84	44	40
Велика Британія	190	189	1	90	90	-
Польща	174	151	23	25	22	3
Індія	115	112	3	23	21	2
Ботсвана	100	100	-	7	7	-

3 2 900 відомих вугільних басейнів та самостійних родовищ сім є велетенськими (з ресурсами понад 0,5 трлн т): Тунгуський, Ленський, Куз-

нецький, Кансько-Ачинський, Таймирський, Алта-Амазона (Бразилія), Аппалацький (США). Чотири басейни мають ресурси 500–200 млрд т: Нижньорейнсько-Вестфальський (Німеччина), Донецький, Печорський та Іллінойський (США). З загальних ресурсів у 14,8 трлн т 9,4 трлн т (60 %) припадає на частку кам'яного вугілля і 5,4 трлн т (40 %) – на частку бурого (М. Голіцин, А. Голіцин, 1989).

Горючі сланці давніші, ніж вугілля: відомі горючі сланці віком 1 млрд років, а деякі геологи відсувають початок сланцеутворення до 3 млрд років. Вони поширені на всіх континентах і утворювались у всіх геологічних періодах фанерозою. Їхні ресурси на Землі – 1 350 трлн т (з вмістом органічної речовини понад 10 %), а підраховані запаси – 450 трлн т, і в них уміщено 26 трлн т сланцевої смоли (М. Голіцин, Л. Прокоф'єва, 1990). Для порівняння: ресурси нафти – 400–600 млрд т, а достовірні запаси – 95 млрд т.

Басейни-гіганти розташовані в Північній та Південній Америці: Грін-Рівер, Чаттануга, Аппалацький та інші (США), Іраті (Бразилія, друге місце після Грін-Рівер); в Азії – Оленецький; у Європі – Прибалтійський, Волзький, Тимано-Печорський, Вичегодський, Прип'ятський та ін. Видобуток горючих сланців ведуть в Естонії та Росії (31 млн т) і Китаї (45–100 млн т). Розробляють уже півметрові пласти горючих сланців. Звичайна їхня товщина – перші метри (кукерсити силуру Прибалтики – до 3,4 м, ордовицькі диктіонемові сланці там же – до 7–9 м), менше – десятки метрів, а в Китаї на родовищі Фушунь – до 180 м (до того ж, вони лежать на гігантському пласті вугілля в 140 м). Найбільший сланценосний басейн – Грін-Рівер (штати Колорадо, Юта, Вайомінг заходу США), де зосереджено половину світових запасів, з пластами до 40 м, які залягають у 600-метровій сланцевій товщі. Більшість сланців нагромаджувалась в озерах і лагунах.

Горючі сланці використовують як паливо принаймні з 1694 р. Як джерело енергії вони – надія людства. Теплота їхнього згорання від 4–5 до 20–25 МДж/кг (М. Голіцин, Л. Прокоф'єва, 1990). За теплою згорання (понад 15 МДж/кг), виходом смоли (до 25–30 %), малою сірчастістю (до 1 %), низькою зольністю та вологістю ліпші в світі прибалтійські кукерсити. Обмежують спалення сланців їхня сірчастість, яка досягає 10 % (отруєння природи сірчаною кислотою), і високі зольність та вологість (до 30 %). Сланці – цінна хімічна сировина, особливо завдяки великому вмісту фенолів, які важко одержати з нафти. Диктіонемові сланці Прибалтики вміщують молібден, ванадій, срібло, свинець, мідь та інші рідкісні й розсіяні елементи (М. Голіцин, Л. Прокоф'єва, 1990).

Вугілля видобувають з давніх часів, у Європі – з XII ст., у нашій країні – з XVIII ст., коли почалися розробки в Донецькому басейні.

Сьогодні видобуток ведуть підземним та відкритим способами, тобто шахтами та кар'єрами. Загальний видобуток у світі за 1950–1985 рр. зріс з 1 810 до 4 391 млн т, а у 2000 р. – до 5 700 млн т. У СРСР за цей час добували 261 (1950) і 726 млн т (1985), у США – 508 та 807, у Китаї – 43 та 848 млн т. Видобуток найціннішого коксівного вугілля в світі зріс з 473 млн т у 1953 р. до 6 330 млн т у 1980 р., а 2000 р. досягав 700–800 млн т у рік (М. Голіцин, А. Голіцин, 1989).

Галузі використання вугілля: спалення, коксування, напівкоксування, газифікація, гідрогенізація (одержання рідкого палива, хімічних продуктів та сировини), екстрагування бітумів, одержання технологічних антрацитів (карбідів Са, Si, електродів, термографіту, електрокорунду), застосування мінеральної частини (цемент, добрива, вогнетриви, одержання руд Al, Fe, Mo, Pb, Zn, Ge, Ca, Sc). Кокс – висококалорійне металургійне паливо сірого сріблястого кольору з високою міцністю, яке одержують під час нагрівання коксівного вугілля до 1 000 °С без доступу повітря, він слугує також відновником металів. На кокс іде до 1/4 видобутого вугілля.

Із загальних світових прогнозних ресурсів, що, за мінімальними підрахунками, становлять майже 15 трлн т, розвіданих запасів понад 1,2 трлн т. За рівня видобутку 1985 р. – понад 4,4 млрд т – вони забезпечать видобуток на 270 років, а в Росії – на 300 років і більше (запаси – приблизно 200 млрд т, видобуток із втратами – 900 млн т). Наводячи ці підрахунки, М. Голіцин та А. Голіцин (1989) порівнюють їх з розвіданими запасами нафти (92 млрд т), які забезпечують сучасний рівень видобутку (приблизно 2,6 млрд т/рік) усього на 30 років, тобто на порядок нижче.

Промисловий видобуток нафти почався, мабуть, у середині XIX ст. в США і Баку, у Пенсільванії 1871 р. видобуто 700 000 т, або 91 % світового видобутку, у Баку за 1870 р. – 28 000 т; у 1900 р. в світі видобуто 10 млн т, у 1925 – 156, у 1950 – 549, у 1973 – 2 670 млн т. Зростання видобутку нафти лавиноподібне. Незважаючи на деяке зниження видобутку в 1974–1980 рр., за десять років (1970–1980) видобуто 20 млрд т, тобто більше третини (майже 34 %) всієї кількості нафти, вилученої з надр за 120 років існування нафтової промисловості. Усього до 1981 р. з надр видобуто 58 млрд т нафти, що, вірогідно, у 5–6 разів менше від залишених у надрах запасів, які вилучають (а не геологічних) (Н. Вассоєвич, 1981). У паливному балансі нафта посіла перше місце (35 %) в 1970-ті роки, відтиснувши вугілля (30 %) на друге місце, а на третє вийшов газ (20 %). У 1980 р. 65 % використаної енергії припадала на нафту і газ, що дорівнювало частці вугілля в енергетичному балансі 1910 р.

У разі використання нафти як палива шкідливими домішками є сірка, фосфор, солі (хлориди, сульфати та ін.), мінеральні кислоти, вода. Вони знижують якість палива, а після згорання створюють кислотні дощі (особливо сірка) й отруюють природу.

Спалювати нафту і газ – не ліпше їхнє застосування, бо “спалювати нафту – все одно, що топити піч асигнаціями” (Д. Менделєєв); набагато цінніше використовувати їх як *хімічну сировину*. З нафти і газу одержують тисячі різноманітних речовин: синтетичний каучук, пластмаси, синтетичні волокна, мийні засоби, медичні препарати, штучні харчові білкові речовини для домашніх тварин і мікроорганізмів, добрива тощо. Не можна забувати і про асфальт – покриття для доріг. Однак людина продовжує спалювати нафту, вилучаючи тимчасову вигоду: теплота згорання нафти в 1,5 раза вища, ніж вугілля (46 і 38 тис. кДж у разі спалювання 1 кг, 38 тис. кДж у разі спалювання 1 м³ газу), і це паливо чистіше та зручніше.

Частка нафти в паливно-енергетичному балансі все ж таки постійно зменшується, що пов’язане з вичерпанням її запасів, яких вистачить, за різними підрахунками, на 50–100 років. Частка ж газу, вугілля та горючих сланців зростає.

Контрольні питання

1. Визначення каустобіолітів, характеристика, класифікація.
2. Типи вугілля.
3. Головні складові частини вугілля (фюзен, вітрен, кларен, дюрен та ін.).
4. Промислова класифікація вугілля.
5. Вугільні пласти і вугленосні басейни.
6. Найважливіші епохи вуглеутворення.
7. Пояси і вузли вугленагромадження.
8. Поширення вугілля, найбільші вугільні басейни світу й України.
9. Характеристика рідких та газових копалин, склад, методи дослідження.
10. Природні бітуми.
11. Горючі гази.
12. Нафта, визначення, склад, класифікація.
13. Фізичні властивості нафти.
14. Геологічні умови залягання нафти, нафтоматеринські породи і колектори.
15. Головні гіпотези походження нафти.
16. Розміщення родовищ нафти в часі й просторі.
17. Головні нафтогазоносні басейни світу, України.
18. Нафта як корисна копалина.

21. Осадові фації та формації

21.1. Визначення фації та значення фаціального аналізу

Слово “фація” увів у науковий обіг 1669 р. Н. Стено (Стенон), який розглянув геологічний розвиток Тоскани й описав шість товщ, причому під час їхнього утворення “...Тоскана двічі була плоскою та сухою і двічі була поцяткована нерівностями”. Кожен комплекс відкладів Н. Стенон спочатку виділив як фацію, яка була перш за все стратиграфічною одиницею, хоча й з окремими визначеними генетичними рисами. Через 170 років після Н. Стенона цей термін, проте вже з іншим змістом, використав А. Гресслі.

У Росії виділення одно- та різнофаціальних відкладів і відновлення умов їхнього утворення належить до першої половини ХХ ст. Термін “фація” у російській літературі вперше використав М. Головкінський у магістерській дисертації, опублікованій 1865 р.

Нижче викладено матеріали Б. Прошлякова та В. Кузнецова (1991), у яких розглянуто: сучасне розуміння терміна “фація”, головні методологічні основи і заходи фаціального аналізу, можливості тих чи інших методів, галузі їхнього застосування, комплекс необхідних досліджень, тобто вивчено як окремі конкретні фації, так і загальні методи фаціального аналізу загалом. Якщо зрозуміти і вивчити основні теоретичні передумови фаціального аналізу, то можна користуватися численною спеціальною літературою, де детально описано сучасні фації, методи визначення різноманітних фацій та фаціальних умов – морських і континентальних, типу басейну, його глибини гідродинаміки та гідрохімії. Це, зокрема, праці Г. Крашеніннікова (1971), Д. Налівкіна (1956), Л. Рухіна (1969), В. Фролова (1984), В. Славіна і Н. Ясаманова (1982) та ін. Методика вивчення фацій, а також досить цікаві матеріали з цього питання, особливо із сучасних процесів і умов осадонагромадження,

відомі з праць зарубіжних дослідників – К. Данбара і Дж. Роджерса (1962), Річ. Селлі (1981), Г. Рейнека і І. Сингха (1981), Дж. Уілсона (1980), М. Лідера (1986) та ін.

А. Гресслі сформулював два головні моменти – у одновікових відкладах відбуваються зміни складу порід та вміщених у них фауністичних залишків, і ці зміни зумовлені генетичними причинами, тобто умовами утворення осаду. Генетичний зміст поняття фації А. Гресслі видно також з того, що він виділяє та описує фації літоральні, які вміщують коралові та мулисті фації, напівпелагічні, пелагічні тощо.

Надалі поняття фації нерідко стали вживати в різних значеннях, приймаючи та розвиваючи той чи інший аспект визначення А. Гресслі. У загальному вигляді уявлення про фації розвивалося в трьох головних напрямках.

Більшість дослідників (Д. Налівкін, В. Хаїн, В. Маркевич, Г. Теодорович, Ю. Жемчужников, М. Страхов, М. Логвиненко, В. Марченко та ін.) розглядає фації як генетичне поняття, тобто об'єднання відкладів у фацію ґрунтується на спільності фізико-географічних умов їхнього утворення. Правда, у цьому намітилось *два підходи*. Одні геологи фаціями вважають осади (або породи), особливості яких зумовлені фізико-географічною обстановкою седиментації. Інші під фаціями розуміють ті фізико-географічні умови, у яких відбувається нагромадження осадів. Д. Налівкін об'єднав обидва ці напрями. На його думку, фація – “...це осад (гірська порода), яка на всій протяжності має однаковий літологічний склад та вміщує однакову фауну і флору”. “Фація – це не тільки осадова порода, тобто літологічне поняття, а й одночасово певна частина суходолу або дна моря, тобто географічне або палеогеографічне поняття”. Фація – це “...одиниця ландшафту. На фації поділяються всі ландшафти, вся земна поверхня”. “Існувала й існує велика кількість фацій, у межах яких не відкладалось і не відкладається ніяких осадів, наприклад, піки гір і взагалі всі області руйнування, однак немає осаду, який відкладався би поза будь-якою фацією” (Д. Налівкін, 1956. Т. 1).

Інший – відносно стратиграфічний, за визначенням Г. Крашеніннікова, напрям у розумінні фацій виходить з першої частини А. Гресслі, який характеризує фації як зміну відкладів по площі. Заперечення генетичного поняття “фація” пояснюють тим, що в російській і радянській геологічній літературі широко використовують учення про “генетичні типи”, введене А. Павловим для континентальних утворень і поширене потім В. Фроловим на морські відклади. Однак уважати синонімами генетичні типи відкладів і фації в їхнього генетичному значенні, мабуть, не зовсім правильно (Є. Шанцер, 1966). Наприклад, генетичний тип – це сукупність “відкладів, що утворилися внаслідок

роботи певних геологічних агентів” (А. Павлов), або “відклади, що виникли внаслідок екзогенного геологічного процесу певного типу, тобто породженого тим чи іншим переважним способом нагромадження – вулканічним, біологічним, хімічним або просто механічним” (В. Фролов), тобто завжди певні комплекси осадів або осадових порід, тоді як фації в генетичному розумінні, як розглянуто вище, не завжди можуть бути матеріалізовані в осадах чи породах. Крім того, генетичний тип може охоплювати низку різних фацій. Наприклад, алювій, як генетичний тип, складається з руслових, старичних, заплавлених та інших фацій. В алювію гірських і спокійних рівнинних річок є фаціально різний вигляд. Генетичний тип – еолові піски – має цілком різні фації, такі, зокрема, як сучасні дюни Балтійського узбережжя і бархани Кара-Кумів та Сахари (Є. Шанцер, 1966).

З іншого боку, фації можуть охоплювати низку генетичних типів. Наприклад, у фаціальній зоні континентального схилу розвинені підводно-зсувні, турбідитні, нефелоїдні та інші генетичні типи. Аналогічно на суходолі в передгір'ях та взагалі на схилах (тобто у певних умовах – фаціях) формуються генетичні типи колювіальних і пролювіальних відкладів. Водночас фація крутих схилів в аридній та семіаридній зоні може бути складена одним генетичним типом – колювієм. Тому, наприклад, використання терміна “колювіальна фація” означає не лише механізм відкладання речовини, а й місце, умови і можливі латеральні заміщення іншими фаціями, де формуються інші генетичні типи відкладів.

Інакше кажучи, *генетичний тип визначений способом, а фації – умовами відкладання*. Ці поняття хоч і близькі, проте не рівнозначні, що детально розглянуто В. Фроловим (1984). Фізико-хімічні умови – характер середовища (водний чи повітряний), динаміка (поступальна чи коливна, стабільна чи мінлива), солоність води, температура, газовий фактор, окисно-відновні та кислотно-лужні властивості тощо – визначають умови нагромадження. Спосіб осадження речовини формально не залежить від умов. Наприклад, хемогенний механізм осадження виникає в різних умовах, проте вони впливають або навіть визначають склад і властивості осадів, що утворюються. Наприклад, у теплих водоймах середньоокеанічної солоності осаджуватиметься кальцит, а в різко засолених – сульфати або солі.

Нарешті, *генетичний тип – поняття, не пов'язане з віком*. Зокрема, алювій є генетичним типом відкладів у карбоні й крейді, проте алювіальна фація – це завжди частина відкладів якогось певного віку і виділена як фація з комплексу одновікових суміжних, однак генетично інших відкладів.

Щораз більше дослідників у понятті “фація” об’єднують і генетичні, і відносно стратиграфічні уявлення. Другі, мабуть, найбільш правильні і перспективні не лише за принципом пріоритету, а й за суттю, тому що дають змогу детальніше і повніше вирішувати генетичні питання і виконувати палеогеографічні реконструкції. Річ у тому, що генетичний зміст багатьох утворень можна визначити лише за співвідношенням їх з одновіковими відкладами іншого фаціального типу. Переконливий приклад щодо цього навів Є. Шанцер: за мінералогічним і гранулометричним складом, типом шаруватості й усіма індивідуальними ознаками еолові піски берегових дюн озерних та морських узбереж помірно гумідної зони часто практично не відрізняються від барханних пісків пустель, і лише те місце, яке вони займають серед суміжних з ними відкладів, слугує безпомилковим критерієм зачислення їх до принципово різних фацій. В інших випадках, наприклад, у разі дослідження рифів, фаціальні співвідношення їх з одновіковими відкладами дають змогу повніше зрозуміти природу цих споруд і сприяють їхнім розшукам. Інакше кажучи, *виділення різних комплексів або зон у межах одного стратиграфічного підрозділу, визначення мінливості – не лише мета фаціального аналізу, а й найважливіший його метод*, що дає змогу провадити надійні палеогеографічні реконструкції, у тому числі в зонах, де відкладів цього віку первинно нема.

Отже, як фації автори розуміють фізико-географічні умови певного часу, відмінні від умов того ж часу в сусідніх суміжних районах, що виражені в характері осадов і порід або первинній відсутності відкладів. Це визначення засвідчує багатозначність, діалектичну суперечність і діалектичну єдність поняття. З одного боку, фації відображають умови осадоутворення і мінливість цих умов. З іншого, – фація охоплює і сутність явища (умови), і форми прояву (характер відкладів або їхню первинну відсутність). Багатозначність поняття, як правильно зазначив С. Романовський (1977), полягає і в тому, що воно одночасно охоплює як палеогеографічні (умови), так і седиментальні (процеси, механізми осадження речовини) аспекти.

Сучасна суть поняття “фація” відображає його системність, уявлення про нього як про певну систему зі своєю внутрішньою організацією і структурою та одночасно з особливими взаємозв’язками із навколишніми умовами (відкладами), без яких фація як реальність існувати не може. Індивідуальність, відособленість (відокремленість) фації, її внутрішня організація визначені специфічним для конкретної ділянки і порівняно стабільним комплексом умов (температура, солоність, глибина, динаміка тощо), які зумовлюють єдність обстановки.

Фації охоплюють не лише обстановки, а й їхню змінність, чим визначені і їхні зовнішні взаємозв’язки, без виявлення та вивчення

яких не можна пізнати й самі фації. Тому правильна думка І. Мурдма (1987) про те, що подібні взаємозв'язки відображають процеси обміну речовини й енергії між фаціями, і що кожна фація має “входи” та “виходи” речовини й енергії. Уявлення про фації як системи визначають і методологію їхнього виділення та вивчення.

Окремо розглянемо питання про *об'єм фацій*. Є декілька спроб регламентувати та визначити об'єм відкладів або виділити який-небудь елементарний комплекс фізико-географічних умов, які б відповідали поняттю фації. У цьому разі низка таких об'ємів відкладів або комплексів умов повинна бути набором фацій, тобто категорією більш загальною, ніж елементарна одинична фація. З огляду на це створюють певні ієрархії супідрядності (фації-серії-мініформації у Д. Налівкіна, фації-макрофації-формації у Л. Рухіна та ін.). Однак практично ніхто не зміг виділити й описати елементарну, одиничну фацію. І це цілком природно, тому що у визначенні фацій об'єм відкладів або комплекс фізико-географічних умов ніяк не регламентований. Справді, під час дослідження великих палеогеографічних підрозділів у разі великого часового інтервалу їхнього утворення можна виділити континентальні, морські мілководні та порівняно глибоководні фації тощо, однак не можна визначити деталі будови відкладів та умов їхнього утворення.

Проаналізуємо широко розвинене за кордоном і щораз частіше використовуване у вітчизняній літературі поняття “мікрофація”, особливо для карбонатних відкладів. Згідно з Е. Флюгелем, *мікрофація* – це сума всіх палеонтологічних і седиментологічних показників, які можуть бути визначені у шліфах, плівках та зашліфуваннях. У цьому разі зразок (шліф, полірування тощо) вивчають під мікроскопом, біокуляром, тобто за збільшенням. Виділяють головні компоненти породи (асоціації організмів, формені організми, цемент тощо), підраховують їхнє кількісне співвідношення. Отже, мікрофація практично тотожна поняттю “структурно-генетичний тип породи” радянських геологів. В обох випадках за характером породи і вміщених у ній органічних залишків роблять певні висновки про умови їхнього утворення в цьому місці й у певний короткий час. Фаціальний же аналіз передбачає обов'язкове вивчення мінливості порід (мікрофацій) і, відповідно, зміну умов осадоагромадження по площі.

Сьогодні важко знайти геологічну працю, у якій так чи інакше не застосовували б поняття фації та фаціального аналізу. Перш за все, *учення про фації* – це природний вступ і водночас база палеогеографії – науки, яка відновлює розподіл суходолу і моря в окремі моменти геологічної

історії, відтворює ландшафт та кліматичні умови давніх континентів, обстановок і особливостей колишніх морів та океанів, фізико-географічних умов осадів, які реконструюють фаціальним аналізом і які враховують палеонтологи та стратиграфи в ході вивчення залишків фауни і флори, у разі кореляції розрізів, а власне: точна стратифікація – надійна база всіх подальших геологічних побудов.

Важливим є і прикладне значення фаціального аналізу, бо без знання умов утворення осадів не можна зрозуміти й умови формування багатьох важливих корисних копалин осадового генезису – вугілля, фосфоритів, солей, руд заліза, алюмінію, поліметалів, рідкісних та радіоактивних елементів, розсипних родовищ золота тощо. Літолого-фаціальні та фаціально-палеогеографічні карти слугують науковою основою прогнозу осадових корисних копалин, сприяють підвищенню ефективності їхньої розвідки та збільшенню точності підрахунку запасів.

Особливого значення фаціальні дослідження набувають в нафтогазовій геології. Фаціальне та фаціально-геохімічне вивчення осадових порід дає змогу вивчити ті відклади та зони їхнього розвитку, які можуть продукувати і продукували нафту та газ, тобто робити науковий прогноз перспектив нафтогазоносності нових територій, оцінювати можливі обсяги генерації вуглеводів, тобто оцінювати прогнозні ресурси, у комплексі з іншими геологічними дослідженнями визначати в загальній формі способи і напрями міграції флюїдів та виділяти найбільш перспективні райони.

Літолого-фаціальні дослідження – основа для прогнозування зон розвитку порід-колекторів, флюїдоупорів та оцінювання їхньої якості. Детальні літолого-фаціальні карти окремих продуктивних пластів і пачок у межах одного родовища дають змогу проектувати раціональну систему розробки і сприяють збільшенню коефіцієнта нафтовіддачі – найважливішого чинника підвищення економічної ефективності й комплексного використання родовищ корисних копалин. Фаціальні дослідження слугують основою прогнозування та виділення багатьох видів неструктурних пасток (літологічних, палеогеоморфологічних), розшуки яких у старих нафтогазодобувних районах, де фонд структурних пасток значною мірою вичерпаний, досить актуальні.

З огляду на визначення фацій як умов осадонагромадження і осадоутворення природно, що їхню класифікацію будують перш за все на підставі розділення цих умов. Наприклад, відособлюють фації морські, континентальні та перехідні між ними. У межах кожної з цих груп виділяють дрібний та детальний підрозділи, які коротко розглянемо далі.

21.2. Континентальні фації

У сучасну епоху суходіл займає 29,2 % від загальної площі земної кулі, тоді як лагуни і шельфові моря – лише 8 %. Упродовж геологічної історії площа його зберігалась досить значною, яку можна зіставити з площею шельфових морів або навіть більшою. Водночас давніх континентальних відкладів у геологічному розрізі значно менше, ніж мілководно-морських. Це пов'язано не стільки з відсутністю або нерозвиненістю осадоагромадження на суші, скільки з умовами зберігання первинних континентальних утворень. Інша особливість давніх континентальних відкладів полягає в тому, що серед них виявлено непропорційно багато водних алювіальних та лімнічних утворень, хоча озера, болота й річки займають лише незначну (приблизно 2 %) частину суходолу. Частково це пояснюють труднощами і недостатньою розробкою проблеми виділення та надійної ідентифікації субаеральних утворень, однак значною мірою і тим, що водні відклади формуються у знижених елементах рельєфу і ліпше зберігаються від денудації.

Специфіка континентальних умов у тому, що тут більше й у відкритій формі позначається на осадоагромадженні характер тектоніки і клімату регіону. Вплив тектоніки виявляється перш за все через створюваний нею рельєф. Ступінь розчленованості рельєфу, його контрастність зумовлюють самоутворення осадового матеріалу, дальність та форми його перенесення, можливості та форми його нагромадження, основні особливості складу відкладів і, перш за все, їхню структуру. Власне рельєф передусім визначає різку зміну потужностей континентальних відкладів, їхню невитриманість та мінливість на коротких відстанях, виняткову строкатість.

Так само різко і в найбільш явному вигляді на утворення континентальних відкладів впливає клімат. Він визначає формування, потужність і тип кір звітрювання та ґрунтів, ступінь зволоженості, наявність і характер водних артерій та внутрішньоконтинентальних водойм, тип і різноманітність органічного світу. Найбільш різноманітні фаціальні умови в зонах гумідного клімату. В аридному кліматі вони представлені, головню, пустельними фаціями з підлеглим значенням озерних, до того ж, досить специфічних відкладів, та рідкісними алювіальними утворами, у нівальному – практично обмежені льодовиковими утворами. Умови осадоагромадження на суші зумовлюють майже винятково *кластогенний та глинистий склад відкладів*, які тут утворюються; інші типи порід – карбонатні, сульфатні, галоїдні, залізисті – утворюються рідше і в цілком підлеглих кількостях.

Нарешті, *специфічним є і склад органічних залишків*. Залишки тваринних організмів зберігаються і трапляються звичайно рідше, ніж

у морських відкладах і, на відміну від них, порівняно частіше там виявляють залишки хребетних. Зате континентальні утворення частіше вміщують залишки вищої рослинності у вигляді вуглистих включень, лінз та пластів вугілля.

Різноманітність поєднання різного характеру рельєфу та кліматичних умов зумовлює виняткову різноманітність фаціальних умов та фаціальних комплексів. В узагальненому вигляді можна виділити елювіальні, колювіально-делювіально-пролювіальні, алювіальні, лімнічні, льодовикові та пустельні утвори.

21.2.1. Елювіальні фації

Елювій – комплекс збережених на місці утворення продуктів руйнування гірських порід, що формуються на поверхні Землі під дією атмосферних агентів ґрунтових і підземних вод та життєдіяльності організмів. Найбільш типовим елювієм є *кора звітрювання* та її верхня частина – *ґрунт*, де найбільше відбуваються біохімічні процеси. У випадку переважання фізичного звітрювання елювій є комплексом різних за розміром і формою уламків материнських порід, під час активного хімічного звітрювання відбувається не лише дезінтеграція вихідних порід, а й, що значно важливіше, їхнє глибоке хімічне та мінералогічне перетворення зі звичайним формуванням найстійкіших за термодинамічних та геохімічних умов земної поверхні різноманітних глинистих мінералів.

Характерна риса кори звітрювання – вертикальна зональність будови, хімічного і мінералогічного складів (профіль кори звітрювання), чого нема в породах іншого походження і що зумовлене стадійністю процесів звітрювання. Нижні її горизонти за фізичними властивостями, складом, текстурно-структурними особливостями досить близькі до вихідної материнської породи і пов'язані з нею поступовими переходами. Верхні горизонти, особливо в разі інтенсивного хімічного звітрювання, за всіма цими показниками різко відрізняються від вихідних порід і складені, головню, глинистими мінералами. Мінералогічний склад, потужність, повнота розвитку профілю кори звітрювання за інших однакових умов залежать переважно від клімату, тектонічного режиму і рельєфу. Найглибше звітрювання – до каолініту і навіть гібситу – відбувається в тропічному кліматі за стабільного тектонічного режиму в умовах піднятого, проте без крутих урвищ, рельєфу. У помірному кліматі профіль кори звітрювання закінчується гідрослюдами. В аридній зоні з лужними умовами формуються монтморилоніт, палигорськіт та

інші мінерали. Звичайні потужності елювію змінюються від одиниць до декількох десятків метрів, у лінійних корах звітрювання, де інфільтрація вод відбувається по зонах подрібнення на більшу глибину, вона може досягати декількох сотень метрів.

Отже, наявність викопних кір звітрювання вже свідчить про континентальні умови, а її детальне вивчення дає змогу реконструювати кліматичні й тектонічні умови рельєфу і головні геохімічні процеси, що тоді відбувалися.

21.2.2. Схиліві (колювіально-делювіальні та пролювіальні) фації

Колювіальні та делювіальні відклади формуються на схилах унаслідок обвалів, а також переміщення уламкового матеріалу дощовими і талими водами. Їхнє утворення частіше пов'язане із зонами сухого клімату та незначного розвитку рослинності, яка зміцнює схили та оберігає їх від руйнування. На відміну від елювію, їхній контакт з підстильними породами дуже різкий, речовинний склад нерідко також різний і більше подібний до порід, які залягають вище по схилу. У разі обвалів та осипів більші уламки обганяють дрібні, тому нижче по схилу розташовані нерідко більш крупнозернисті відклади, ніби порушуючи хід звичайної механічної осадової диференціації. Ці умови можуть слугувати одним зі специфічних показників колювіальних утворів. За розчленованого рельєфу на крутих схилах формуються грубі брекчії та жорствіти, на пологих – тонші піщано-алевритові осади. Шаруватості й сортування матеріалу, зазвичай, нема або вони виражені надзвичайно слабо, уламки, особливо у підшовній частині комплексу, зовсім необкатані, гострокутні. Сухість клімату зумовлює часту вапняковість порід. Фауністично схарактеризовані слабо. Крім перевідкладених із давніших осадових порід, можуть траплятися рідкісні, звичайно подрібнені залишки наземних тварин та рослин.

Оскільки колювіально-делювіальні відклади у процесі розвитку вирівнюють рельєф, то їхня потужність змінюється дуже різко і на коротких відстанях, досягаючи максимальних значень у долинах та западинах; на підняттях вони часто повністю виклинюються. У цьому випадку фіксують і чітко напрямлені зміни характеру відкладів угору по розрізу – загальне зменшення розмірності уламкового матеріалу, поява слідів обкатаності, деякого сортування. У разі досить повного знівелювання рельєфу вище по розрізу вони нерідко змінені озерними

відкладами з чіткою шаруватістю і помітним сортуванням уламкового матеріалу.

У гірських і передгірських ділянках, де по долинах і ущелинах потоки селів періодично різко викидають величезні маси уламкового матеріалу (лише один спричинений зливою у березні 1938 р. грязьово-кам'яний потік виніс із гір біля Лос-Анджелеса 11 млн м³ продуктів руйнування), *формується пролювіальні відклади*. Дуже характерна планова конфігурація і склад пролювію. У горах він має смугасте залягання, виповнює долини і складений грубозернистими та зовсім несортованими відкладами, де брили, галька і щебінь у безладі розсіяні в суглинках (долинно-потоковий пролювій). У місці виходу потоку на рівнину він розтікається по багатьох руслах, швидкість течії різко сповільнюється і утворюється віялоподібний у плані конус винесення. У напрямі від гір до долини, тобто від вершини конуса до його підніжжя структура уламкового матеріалу змінюється від гальки та щебеню з піщано-глинистим заповненням до тонших і відсортованих осадів лесових супісків і суглинків. По окраїнах конусів за умов вирівняного рельєфу утворюються сори, а іноді заболочування з формуванням торфовиськ. Викиди уламкового матеріалу відбуваються непостійно, спазматично. Комплекс відкладів кожного викиду відокремлений від нижчого поверхнею перерви, нерідко з ґрунтовим покривом. Усе це веде до появи в розрізі грубої неясної шаруватості зі зміною розмірності уламків до покрівлі. У цьому разі характерні різкі коливання потужності, складу і внутрішньої структури окремих циклітів, нерідко зрізання їх один одним, причому різне за розміром у різних частинах конуса.

Окремі конуси винесення зливаються в суцільний передгірний пролювіальний пояс завдовжки до декількох сотень кілометрів і завширшки до 100 км. Потужність пролювію в таких поясах досягає декількох сотень, а іноді й тисяч метрів.

Фауна в колювіально-делювіальних та пролювіальних відкладах частіше перевідкладена з материнських порід. Власні органічні залишки представлені звичайно детритом прісноводних та наземних черепашок, кістками хребетних і фрагментами рослинності.

21.2.3. Алювіальні фації

Річкові відклади належать до найбільше вивчених і досить широко розвинутих викопних континентальних утворень. Поряд з власне русловими вони охоплюють весь комплекс відкладів, що формують-

ся в річкових долинах. З огляду на це *алювіальні фації* – це досить різноманітний комплекс порід, що має у перерізі форму лінзи з вигнутою донизу основою і порівняно пласкою покрівлею, “врізаною” у підстильні відклади, на яких залягає з чітким розмивом. У плані вони утворюють видовжені, порівняно прямолінійні або слабко звивисті смуги. Фауна в давніх алювіальних відкладах трапляється не часто і представлена річковими прісноводними, звичайно подробленими, формами. Звичайними є обвуглені залишки рослинності й дрібні вуглисті включення.

У найповнішому вигляді набір алювіальних фацій розвинутий у великих рівнинних річках, де їх поділяють на руслові, заплавні та старичні.

Руслові фації найбільш грубозернисті в цьому алювіальному комплексі й представлені у рівнинних ріках різними пісками, іноді з домішкою гравійних зерен. Ступінь сортування різний, проте загалом значно вищий, ніж у делювіально-пролювіальних відкладах. Униз за течією в загальному випадку розмірність осадів зменшується, а відсортованість зростає. Проте одночасно в алевритових і дрібнопіщаних осадах, які в нижніх течіях рік починають випадати із суспензій, сортування може погіршитися. Крім того, впадіння приток, які несуть інший, ніж основне русло, матеріал, також порушує зазначену закономірність. Для руслових відкладів характерна досить правильна коса шаруватість. Косошаруваті серії складаються з прямолінійних шарів, нахилених під кутом 30° (діагональна шаруватість) і розділених горизонтально шаруватими більш тонкозернистими відкладами. У поперечному перерізі окремих русел простежуються виразні зміни структури відкладів: знизу догори зменшується зернистість та поліпшується відсортованість порід; аналогічні зміни фіксують в напрямі від центру потоку до його периферії. У ході спеціальних досліджень можна визначити й інші важливі деталі.

Заплавні відклади формуються під час повені за менш активної, а головню, – досить непостійної гідродинаміки. З огляду на це осади звичайно більш тонкозернисті, менш відсортовані, простежується певна, що фіксує кожну повінь, повторюваність потужніших піщаних прошарків та глинистих. Коса шаруватість невитримана, утворює дрібні та вигнуті шари; поряд з нею є горизонтальна і слабкохвиляста шаруватість, а також брижі течій і хвилювань, текстури змулювання. Фіксують швидкі й незакономірні латеральні заміщення.

Старичні відклади на перших етапах, коли стариці ще періодично відновлюють зв'язок з річкою, близькі до руслових, потім у разі остаточного відособлення набувають характеру озерних утворень. Мінеральний

склад уламків рівнинного алювіального комплексу досить однорідний, аж до олігоміктового.

Історія річкових артерій відображена в закономірній будові їхнього алювію. Розвиток рік починається у вузьких ярах, на першій стадії відкладаються лише руслові осади, заміщені на бортах схилови-ми колювіально-делювіальними утворами. З часом починається бокове заміщення русла і підмивання одного з берегів. Унаслідок цього переміщення на місці колишнього русла утворюється постійний русловий алювій, його поступово покривають заплавні осади, а потім нерідко і старичні, які в разі заболочування формують торфовиська і вугілля, отже, для вертикального розрізу алювіального комплексу характерні, по-перше, залягання з розмивом на підстильних відкладах, по-друге, закономірна заміна грубозернистих руслових відкладів щораз більш тонкозернистими заплавними і старичними, іноді вугленосними. Потужності одного подібного закінченого циклу за умов стабільної платформи звичайно не перевищують 25–30 м, у цьому разі ширина заплави може досягати 70–100 км (сучасні Міссісіпі, Амазонка). У випадку зміни базису ерозії, підймання витоків або суттєвих кліматичних змін знову формується аналогічний цикл, який залягає на попередньому з розмивом. Сумарна потужність алювіальних відкладів за умов інтенсивного прогинання може досягати декількох сотень метрів.

Для *алювію гірських річок* характерні, по-перше, різке переважання власне руслових фацій практично без заплавних і старичних утворів; по-друге, наявність більш грубоуламкового матеріалу з переважанням галечників, швидшим темпом зменшення розмірів зерен, поліміктовим складом, слабким сортуванням матеріалу і відсутністю шаруватості та, нарешті, прямолінійністю і вужчим площовим поширенням. Загалом, незважаючи на різні варіації, алювіальні фації досить надійно відновлюють за смугастим поширенням, заляганням у вигляді врізаної лінзи, закономірною будовою розрізу і літологічними особливостями відкладів.

21.2.4. Лімнічні фації

Фації цієї групи утворюються у внутрішньоконтинентальних або прибережно-морських озерах та болотах. Типи озер і боліт, їхня форма, розміри, глибина, особливості рельєфу навколишнього суходолу, гідрології, склад організмів та їхня продуктивність тощо, а внаслідок цього і характер осадів, надзвичайно різноманітні й залежать від походження озерної западини, її тектонічного положення, кліматичних умов. Осади великих озер, та ще й солонowodних, як, наприклад,

Каспійського, багато в чому, за винятком фауни, подібні до морських відкладів, осади дрібних водойм природно специфічніші.

Загальні ознаки лімнічних утворів – обмежене поширення, що відповідає формі озера або болота, і, загалом, порівняно невелика потужність. З огляду на це у розрізі комплекс лімнічних відкладів – це лінза з увігнутою основою і порівняно пласкою покрівлею. У плані ця лінза, на відміну від алювіальної, утворює не смугу, а майже ізометричну зону, і осади часто залягають на підстильних відкладах. Звичайні також фаціальні співвідношення з алювіальними, пролювіальними та колювіально-делювіальними утворами, для прибережно-морських озер також інколи типова досить тісна асоціація з морськими відкладами.

Характер осадів і органічних залишків значно залежить від кліматичної зони, і менше – від рельєфу берегів. У гумідному кліматі, де надходження метеорних та річкових вод перевищує випаровування, озера проточні, прісні, зазвичай, з теригенним складом осадів, причому на площі, враховуючи внутрішні течії і рельєф дна, вони розподілені зонально за законами механічної осадкової диференціації. У рівнинних озерах переважають піщано-алевритово-глинисті осади, у гірських з'являється грубший матеріал, проте, судячи за неогеновими та четвертинними озерами, він розташований переважно в досить вузькій прибережній смузі. Для осадів загалом характерне порівняно добре сортування, наявність правильної, часто тонкої шаруватості, іноді – у прибережних зонах – знаки брижів і нечітка коса шаруватість.

Незважаючи на малу загальну солоність, у деяких випадках озерні води настільки жорсткі, що відбувається осадження кальциту, а інколи і високомагнезійного кальциту та протодоломіту. Сучасні вапнякові осади відомі, наприклад, у таких озерах вологої зони, як Цюріхське і Мічиган, магнезійні сполуки – в оз. Балатон, вапнякові нагромадження “гажа” вивчені у післяльодовикових озерних відкладах Ленінградської області, пермські озерні вапняки відомі біля Воркути. У деяких озерах – низка озер Канади і США, Франції, Швейцарії, узбережжя Білого моря в Росії – широко розвинені діатомей, що веде до формування досить потужних (до 5–15 м) відкладів діатоміту. Швидкість його нагромадження досягає 3–10 см за сторіччя. Загалом карбонатні та кременисті породи, вірогідно, усе ж рідкісніші компоненти озерних відкладів порівняно з піщано-глинистими. Крім головних осадів, в озерах можуть утворюватись віваніт, сидерит і гідроксиди заліза (озерні бобові руди).

Фауна в озерних відкладах зовсім звичайна, нерідко трапляються залишки прісноводних організмів, характерні рештки рослинності, відомі знахідки наземних хребетних.

За умов аридного клімату, коли надходження вод невелике і часто не компенсує випаровування, формуються безстічні озера з підвищеною мінералізацією. На відміну від озер гумідної зони, тут поряд з теригенною відбувається (іноді переважає) хемогенна седиментація. У семіаридних зонах на ранніх стадіях засолення осідають вапняки й доломіти, утворюються магнезіальні силікати типу палигорськіту-сепіоліту. У разі більшої аридизації концентрація солей зростає настільки, що стає можливим нагромадження розчинних солей – гіпсів та ангідритів, хлоридів, трони та ін.

Невеликі різко засолені, часто ефемерні й такі, що пересихають, озера, розташовані у знижених ділянках пустельних ландшафтів, у яких формуються соленосні осади, називають *плайя*. Надходження до них солей відбувається частково і внаслідок підживлення ґрунтовими водами. Уважають, наприклад, що поклади трони в озерній формації Грін-Рівер пов'язані власне з плайовими умовами.

До групи лімнічних фацій належать і болотні відклади. В осадах боліт переважають нагромадження торфу (який надалі переходить у вугілля), крім того, наявні глинисті осади, переважно каолінітового складу, а в окремі періоди й піщано-алевритові, з численними рештками рослин. Торфовиська часто залягають на озерних відкладах або викопних ґрунтах.

Болотні фації – один з прикладів концентрованого нагромадження та збереження органічної речовини. Вихідний склад, у якому переважає вища рослинність, зумовлює, головню, гумусовий характер органічного матеріалу та його подальшу вуглефікацію.

В озерах часто нагромаджується органічна речовина іншого типу – сапропелевого. *Оліготрофні озера* – великі та глибокі, з рівномірно насиченими киснем водами, проте вміщують мало мінеральних і поживних речовин та планктону. Зазвичай, вони мають осади з малим вмістом органічного матеріалу. *Евтрофні озера* не дуже глибокі, добре прогриваються влітку, багаті на поживні речовини і планктон, відрізняються високою біологічною продуктивністю. У таких озерах сприятливі умови й для консервації органічної речовини, яка утворюється. За порівняно малої гідродинамічної активності влітку фіксують різке кисневе і температурне вертикальне розшарування з дефіцитом кисню в придонному шарі. Узимку в разі замерзання озера надходження кисню щораз більше обмежене. Унаслідок цього в мулі, а часто і в придонному шарі виникають відновні умови й органічний матеріал, який сюди надходить, зазнає анаеробного розкладання, гниття з утворенням *гімї* – органо-мінерального мулу з високим вмістом органічної речовини, який досягає 50 %, а інколи й 80 % маси сухого

осаду. Вихідний склад органічної речовини, багатой на білки, вуглеводні та жири, сприяє подальшому перетворенню цих осадів у сапропеліти або бітумінозні сланці.

Звичайні потужності озерних та болотних відкладів не перевищують декількох десятків метрів, однак відомі водойми, які існували тривалий час і розташовані в регіонах, що інтенсивно прогиналися і де потужності відкладів різко збільшені.

21.2.5. Льодовикові фації

Льодовикові відклади формуються в зонах материкового та гірського зледеніння. Власне льодовикові утвори – морени; водно-льодовикові – флювіогляціальні та озерно-льодовикові відклади. Морени утворюються з матеріалу, принесеного льодовиком та залишеного на місці його танення. У загальному випадку це несортвані або дуже слабо сортвані нешаруваті відклади, які складаються з різноманітних за розміром валунів, брил, зцементованих піщано-глинистим матеріалом. Петрографічний склад уламків надзвичайно різноманітний і, поряд з місцевими породами, що захоплені льодовиком під час його переміщення, у значній кількості є й принесений здалека матеріал. Характерні також своєрідна штрихуватість та полірованість окремих валунів. Виявні морени називають валунною глиною, або *тилітами* (іноді мікститами).

Безпосередньо в зовнішньому краю льодовика численні струмочки або річки талих вод, які не мають власних долин, виносять і в межах зандрових рівнин перевідкладають матеріал та кінцевоморенні нагромадження. Ці флювіогляціальні відклади представлені спочатку несортваними породами, грубо-, правильно- і часто лінзоподібношаруватими. Дещо далі ліпше відсортвані – переважно піщані відклади з текстурами течій. З подальшим віддаленням від льодовика поверхневий стік поступово набуває упорядкованого характеру, текучі води локалізуються в долинах, тобто перетворюються в ріки, а флювіогляціальні відклади заміщуються алювіальними. В окремих депресіях та за наявності локальних підпорів виникають озера, де нагромаджуються лімногляціальні відклади. Вони мають більш тонкозернистий склад, тонку горизонтальну шаруватість. Типовий приклад подібних осадів – стрічкові глини.

Потужності четвертинних льодовикових відкладів Європи становлять, зазвичай, декілька десятків метрів, однак у разі заповнення западин вони зростають до 150–200 м. Потужність тилітів Південної Африки – 300 м, а місцями, можливо, і 600–800 м. Льодовикові відклади

четвертинного віку широко розвинені в межах континентів Північної півкулі, залишки пермо-карбонового зледеніння відомі в межах Гондвани, ранньоордовицького – у Північній Америці. Крім того, горизонти тилітів зафіксовані ще на низці стратиграфічних рівнів, у тім числі комплексів у протерозої.

21.2.6. Еолові пустельні фації

Наявність пустельних обстановок визначена, головню, аридним кліматом, високою середньорічною температурою за різкого дефіциту метеорних опадів, що зумовлює сухість повітря та бідний розвиток рослинності.

У сучасних умовах пустелі займають майже п'яту частину суші. Вони нерідко охоплювали значні простори і в минулі геологічні епохи, найбільш відома з яких пермо-тріасова.

Комплекс пустельних фацій досить різноманітний і містить еолові відклади, утворення сольових озер, кам'янистих пустель, окремими смугами в них проникають алювіальні осади. Оскільки деякі з цих фацій розглянуті раніше, опишемо лише еолові утвори, які хоча займають лише п'яту частину сучасних пустель, проте досить характерні для них. Ці піщані моря отримали назву *ергів*.

Еолові відклади представлені практично лише пісками (пісковиками) та крупнозернистими алевритами (алевролітами). Відомі випадки, коли вітер переносить уламки до 1 мм, проте зерна крупніше 5 мм в еолових відкладах надзвичайно рідкісні, і в 90 % еолових пісків діаметр зерен є в межах 0,15–0,25 мм. Глинистого матеріалу практично нема. За походженням більша частина еолових пісків – продукт перевіювання осадових відкладів різного генезису (річкових, дельювіально-пролювіальних, озерних або прибережно-морських), які містять певну кількість піщаного матеріалу, що зазнав тою чи іншою мірою водної обробки. Еолові піски, утворені внаслідок дефляції вивержених порід, украй рідкісні.

Для еолових відкладів загалом характерна найліпша серед інших фаціальних типів піщаних відкладів відсортованість та обкатаність зерен. Поверхня зерен або блискуча, полірована, або ж ряба; матові зерна з раковистим зломом трапляються зрідка. Зменшується кількість мінералів, які легко розтираються (гіпс, рогова обманка, піроксени, польові шпати, епідот), та порівняно зростає кількість стійких до механічного впливу (кварц, гранат, циркон, силіманіт, магнетит), практично нема слюд. Це веде до зменшення загального набору мінералів.

Текстура пустельних еолових відкладів різноманітна. Фіксують як нешаруваті породи зі слабко вираженою косою шаруватістю з пологими хвилястими шарами, кути падіння яких поступово змінюються, так і виразно горизонтально або дуже часто косошаруваті відклади. Потужності косих серій можуть змінюватися від сантиметрів до багатьох метрів, а кути падіння досягають 30–34°. Орієнтування косих шарів та їхніх серій порівняно постійне, одно- або різнонапрявлене, коли серії взаємно перехрещуються та зрізають одна одну. Розміри зерен у разі доброго сортування в суміжних прошарках можуть різко відрізнятись. Глинисті прошарки рідкісні й пов'язані з тимчасовою наявністю водних умов.

Дуже характерні для еолових утворень специфічні форми рельєфу, які часто захоронені й описані також у давніх відкладах. Вони мають форму бриж, проте надзвичайно різного масштабу. Перш за все, це *еолові брижі*, які належать до звичайних текстур поверхні шарів. Їхня довжина хвилі – у межах перших сантиметрів та перших десятків сантиметрів (дуже зрідка – до 20 м), висота – від декількох міліметрів до 1 м (у найбільших формах). Далі за масштабом форми – *дюни* і *бархани*, висота яких досягає 50 м, а довжина хвилі – до 500 м. Нарешті, відомі гігантські хвилеподібні форми – *драа*, довжина хвилі яких досягає 650–4 000 м. Надзвичайно важливо, що ці три форми не переходять одна в іншу, а є виразно дискретними утворами. Вони орієнтовані перпендикулярно до напрямку вітрів, що поряд із замірами орієнтування косої шаруватості дає змогу відновити напрям переважних вітрів.

Органічні рештки в еолових пустельних відкладах надзвичайно рідкісні. Потужності сучасних еолових пустельних осадів – 10–15, рідше 20–30 м. У деяких викопних пустелях вони досягають 100–150 і навіть 500 м.

Різноманітність фаціальних комплексів у континентальних умовах зумовлює й різноманітність пов'язаних з ними *корисних копалин*. Частіше тут розробляють будівельні матеріали. У деяких випадках в озерних та алювіальних відкладах утворюються кварцові піски – сировина для скляної промисловості, у корах звітрювання та делювії – високоякісні вогнетривкі та керамічні глини. В алювіальних, озерних, а іноді й інших континентальних утворах формуються розсипні родовища; у корах звітрювання, озерах та алювії – боксити, руди заліза, мангану, міді, нікелю, кобальту. Лімнічні, а іноді алювіальні та пролювіальні відклади вміщують вугілля й горючі сланці, в озерних відкладах розробляють магнезит і гідромагнезит, різні солі, діатоміти. Піщані відклади низки фацій, особливо алювіальних, рідше еолових та флювіогляціальних, нафтогазоносні. Дуже цінним продуктом континентальних умов є ґрунти, що забезпечують існування рослинного і

тваринного світу, можливість сільськогосподарського виробництва та є одночасно продуктом життєдіяльності організмів.

21.3. Морські й океанічні фації

Океани і моря займають нині $3,61 \cdot 10^8$ км², що становить 70,8 % площі земної кулі. Як свідчать деякі реконструкції, в окремі геологічні епохи їхні площі були навіть значнішими. Уже це визначає ті умови, що в геологічних розрізах явно переважають морські відклади. Крім широкого розвитку морів, цьому сприяє також те, що морські обстановки – це переважно зони нагромадження осадів. Однак у морях та океанах існують ділянки, де осадонагромадження не відбувається, є навіть зони денудації, проте визначають специфіку цих ділянок умови нагромадження осадів. На відміну від континентів, де осади значною мірою ефемерні й часто не зберігаються у викопному стані, умови збереження морських відкладів незрівнянно ліпші.

Друга особливість морських обстановок – їхня незрівнянно більша, ніж у континентальних умовах, постійність. Найбільшою контрастністю відрізняється лише прибережно-морська смуга, яка безпосередньо примикає до суші, на більшій же частині морів умови порівняно стабільні на значних просторах і змінюються не настільки різко, як на континенті.

Джерела надходження осадової речовини в морські водойми різні. *Головну масу уламкового матеріалу* (22,4 млрд т/рік за сучасних умов) постачають континенти. *Інше джерело осадового матеріалу* – вулканічні виверження, які поряд з твердими продуктами – лавами, попелом, туфами (3 млрд т/рік), виносять величезні кількості газоподібних та рідких речовин. *Третє джерело осадового уламкового матеріалу*, значення якого з'ясували лише останніми роками, – руйнування твердих корінних порід морського дна; цей матеріал назвали *едафогенним*. Він розвинений переважно в активних тектонічних зонах океану – серединно-океанічних хребтах, острівних дугах, глибоководних жолобах.

Унаслідок змішування розчинених речовин, які були принесені з суші (~ 3,2 млрд т/рік) і надійшли під час вивержень, а також газового обміну з атмосферою *виникає своєрідна і дуже важлива гідрогеохімічна система – морська вода*, причому за сучасними уявленнями її катіонний склад визначений переважно континентальним знесенням, а аніонний – вулканічними переважно підводно-морськими ексгалляціями. *Надзвичайна властивість цієї системи*, незважаючи на різноманіття типів

водоймищ, умов надходження в них матеріалу, клімату, органічного життя – *практично постійне співвідношення головних компонентів* ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$, $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ та ін.), причому лише шість іонів: Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} , становлять у сумі 99 % від маси всіх розчинених в океанічній воді сполук.

Умови і механізми механічного, хемогенного та біогенного нагромадження матеріалу, який надходить тим чи іншим шляхом у Світовий океан, залежать від типів водойм, умов їхнього живлення, перебування в тій чи іншій кліматичній зоні, наявності течій та їхнього характеру, фізичних і хімічних властивостей морської води, органічного життя тощо. Водойми Світового океану за співвідношенням їх з суходолом поділяють на декілька типів. *Моря середземні, або внутрішні* (сучасні Балтійське, Чорне, Червоне моря та ін.), майже повністю оточені материковою сушею і пов'язані з океаном однією або декількома протоками. Вони мають слабкі припливи, часто відмінну від океану солоність. Вплив материкового знесення виявляється в них максимально. У процесі геологічного розвитку ці моря нерідко втрачають зв'язки з океаном і перетворюються у величезні озера зі специфічним гідрохімічним режимом і відповідними осадами (соляні озера на місці сучасного Середземного моря в пізньому міоцені, сучасне Каспійське море). *Моря окраїнні, або крайові*, розташовані між материками й океанами. Вплив континентального знесення в цих водоймах менший і значною мірою односторонній, зате зв'язки зі Світовим океаном вільні, що зумовлює середньоокеанічну солоність, відповідний склад органічного світу, часто сильні припливи тощо. В одних випадках окраїнні моря безпосередньо відкриті до океану й іноді їх називають затоками (моря Лаптевих, Східносибірське, Бенгальська затока), в інших – відокремлені від нього островами, підводними підняттями тощо, що, однак, не порушує вільного водообміну з океаном (Охотське, Карибське моря та ін.).

Нарешті, *особлива область седиментації – власне океани*, де вплив континентів позначається найменше і часто опосередковано, проте дуже зростає значення осадження власної океанічної речовини. Наприклад, лише *органогенні (вапнякові та кременисті) осади покривають не менше 50,9 % площі дна Тихого океану, 74,2–74,7 % Атлантичного й Індійського океанів.*

Інша важлива особливість водойм, яка визначає умови осадонагромадження, – форма його вертикального перерізу. Відомі тепер і широко розвинуті в минулому плоскі, мілководні моря з вирівняним дном (Північне, Лаптевих, Азовське моря). На противагу їм існують моря з глибоководною улоговиною, оточеною вузькими шельфами (Японське, Чорне моря, Мексиканська затока). Плоскі моря, зазвичай, розташовані

на платформах і омивають невисокий, згладжений континент. Улоговинні моря частіше (але не завжди) локалізовані в геосинклінальних зонах і облямовані гірською сушею.

Важливий чинник фаціальних умов – хвилювання і різного роду течії (припливно-відпливні, уздовж берегів, океанічні глибоководні та поверхневі, циркуляційні вертикальні, гравітаційні, каламутні та ін.), які зумовлюють рознесення матеріалу, що надходить у водойми, та його відкладання.

Фізичні властивості морського середовища – температура, тиск, прозорість тощо, – по-перше, впливають на характер (кількість та різноманітність) органічного життя, яке безпосередньо сприяє осадженню багатьох компонентів із морської води, а також визначають геохімічні умови середовища, що уможливають утворення й осадження низки мінералів. По-друге, вони впливають на газовий склад морської води і, відповідно, на розвиток організмів та можливість розчинення або осідання деяких сполук. Найбільше значення має карбонатна рівновага:



Тому, наприклад, у холодних водах високих широт і великих глибин, де в розчині міститься багато вуглекислоти, ця рівновага зміщена вліво з утворенням розчинного бікарбонату, і вапнякові осади не утворюються.

За середньої океанічної солоності всі основні сполуки, що містяться в розчині, крім карбонату кальцію, далекі від межі насичення, і для їхнього осадження повинні виникнути специфічні умови. Тому наявність цих сполук (сульфатів, галоїдів тощо) у давніх відкладах допомагає відновленню таких умов.

На характер осадів значно впливає положення водойми в тій чи іншій кліматичній зоні. Перш за все воно зумовлює температуру води (у внутрішніх морях і її солоність), а звідси і комплекс організмів, у тому числі породотвірних, зокрема, з кременевим або карбонатним кістяком. Крім того, глобальна кліматична зональність визначає склад матеріалу, який надходить з прилеглих материків. З огляду на це кліматичні типи літогенезу, визначені М. Страховим на континентах, пізніше О. Лісіциним, поширені й на океанічні акваторії.

Донедавна морські фації розділяли на підставі батиметрії з використанням гіпсографічної кривої. Так *виділяли фації неритові, батіальні й абісальні*. Широке розгортання океанологічних досліджень засвідчило недостатність і недосконалість цього принципу. Річ у тому, що *абсолютна глибина визначає лише дві фаціальні межі – максимальну глибину активного хвильового впливу* (близько 50–70 м, рідше, в

умовах катастрофічних штормів, – до 100 м) та *критичну глибину нагромадження карбонатів*, тобто глибину, де через високий тиск і низьку температуру у воді міститься багато вуглекислоти, яка зумовлює інтенсивне розчинення планктоногенного карбонатного матеріалу, який сюди надходить. Нагромаджені тут осади вміщують *не більше 10 % карбонату кальцію*, причому абсолютне значення в різних океанах і різних частинах коливається від 3,5–4,0 до 5 км і більше.

Значно важливіше значення мають відносна глибина, точніше перепад глибин, визначений великими морфоструктурними елементами Світового океану (шельф, континентальний схил, абісальні рівнини, середньоокеанічні хребти), і джерело надходження осадового матеріалу. На цій підставі тепер виділяють *два типи океанічного седиментогенезу – приконтинентальний і пелагічний.* У першому переважає осадовий матеріал, який надходить з континенту – головню уламковий різного розміру, хоч нерідкісні хемогенні та біогенні, особливо бентоногенні осади, матеріал яких вилучений із вод басейну. Для цієї області характерна максимальна контрастність рельєфу, наявність різноманітних форм перенесення уламкової речовини.

Головна частина осадового матеріалу пелагічного седиментогенезу продукована самою водною товщею (пелагіаллю), що зумовлює переважання біогенних планктонних осадів, а також глибоководних пелагічних полігенних глин. У незначній кількості наявний місцевий уламковий матеріал – едафогенний. Рельєф цієї області стабільніший. У підсумку обидві головні фаціальні області – приконтинентальна і пелагічна – різко відрізняються за характером відкладів, їхнім складом, потужностями, швидкостями нагромадження, механізмами осадження тощо. Не розглядаючи всіх відмінностей, зазначимо, що концентрації органічної речовини у приконтинентальній області, порівняно з пелагічною, у чотири–вісім разів вищі, а абсолютні маси за одиницю часу, враховуючи велику швидкість нагромадження, вищі на один–два порядки.

21.3.1. Приконтинентальні фації

Головні чинники, що впливають на відокремлення і характер фацій приконтинентальної області, – інтенсивність постачання теригенного матеріалу, механізми його транспортування та осадження, що пов'язане з динамікою вод і зумовлене морфологією дна водоймищ, фізико-географічними умовами живильних провінцій, фізико-хімічними властивостями середовища.

У сучасному Світовому океані виявлена важлива особливість постачання теригенного матеріалу – переважну частину виносять нечисленні великі та гігантські річки, тому розподіляється матеріал порівняно локально в гирлах рік та їхніх підводних продовженнях. З огляду на це поряд з поперечною до берега фаціальною зональністю існує й уздовжберегова. Самі ж поперечні до берега ряди фацій відмінні для пригирлових ділянок великих рік і для ділянок приконтинентальної зони, де таких річок нема. Можливо, що подібна ситуація простежувалася і в геологічній історії. Ще одна важлива обставина полягає в тому, що фаціальні ряди дещо відрізняються на пасивних (атлантичний тип) і активних (тихоокеанський тип) континентальних окраїнах.

Ідеальний фаціальний профіль *континентальних окраїн пасивного типу* охоплює фації *шельфу, уступу континентального схилу, континентального підніжжя й абісальних рівнин*. Найбільше поширена глибина перегину морського дна, прийнята за зовнішню межу шельфу, становить за сучасними даними 130–135 м. Середня ширина шельфу сучасного Світового океану – близько 70–75 м, максимальна – до 1 200–1 300 км. Досить широкі шельфи розвинуті біля північно-східних берегів Сибіру, уздовж північного та східного узбережжя Північної Америки, східного узбережжя Південної Америки, західних берегів Європи й Африки.

Геологічне значення шельфів величезне, тому що абсолютна більшість осадових порід, які формують геологічні розрізи континентального сектора стратисфери, утворилася в неритових умовах. Власне на шельфах містяться головні ділянки седиментації і концентрації осадового матеріалу, однак повної аналогії давніх шельфових відкладів з сучасними не виявлено. Річ у тому, що *сучасний шельф – утворення геологічно надзвичайно молоде; за останні 16–18 тис. років унаслідок фландрської післяльодовикової трансгресії евстатичний* (завдяки таненню льодовиків) *підйом рівня океану становив не менше 110–120 м*. Тому гранична ізобата нинішнього шельфу зовсім не обов'язково обмежувала й давні шельфи. Крім того, за даними К. Емері, близько 70 % поверхні нинішнього шельфу покрито не сучасними, а реліктовими осадами, відкладеними раніше в умовах, які відрізняли від умов їхнього сучасного розміщення. Значна також частка осадів, складених перенесеними і перевідкладеними продуктами розмивання дна і попередніх відкладів. *Це реліктово-перевідкладені відклади*. У нинішню епоху високого стояння материків на шельфи виносяться значні об'єми кластогенного матеріалу, яких не було в попередні епохи. Тому на давніх шельфах часто відбувалось масове відкладання таких осадів, яких тепер або нема, або вони розвинуті значно менше – карбонатних, сульфат-

них, галоїдних та ін. Усе це свідчить про те, що особливості розподілу осадів у сучасній шельфовій зоні не можна безпосередньо, без значних поправок, використовувати для пояснення розподілу давніх осадів.

Гіпсографічно єдина неритова область за умовами осадоагромадження досить виразно розділена на *дві частини: мілководну і порівняно глибоководну*. Мілководні умови охоплюють райони шельфу з глибинами до 50–70 м, зрідка дещо більше. Для цих обстановок характерні дві особливості. Перш за все, на відкритих просторах морів та океанів хвилювання поширюється практично до дна, з огляду на що осади часто відмулюються. Це зумовлює транспортування великої кількості уламкового матеріалу та його сортування. У цьому разі фіксують випадки перемивання відкладеного і, можливо, навіть частково літифікованого осаду без його осушення, хоч навіть порівняно невеликі коливання рівня моря внаслідок тектонічного піднімання або евстатичного зниження можуть зумовити короточасне осушення й розмив. Тому в мілководних відкладах сліди місцевих перемивань і розмивів, у тому числі прихованих, з паралельним нашаруванням виявляють досить часто. Активне перемішування водної товщі веде до її насичення атмосферним повітрям, яке вміщує кисень, тому геохімічні умови у придонному шарі практично завжди окисні.

Друга надзвичайно важлива особливість мілководних умов – багатство й різноманітність бентоносних організмів. Оскільки практично всюди до дна проникає світло, то пишно розвиваються водні рослини, постачаючи у воду внаслідок фотосинтезу додатковий кисень. Вищі й одноклітинні водорості, які є початком харчових ланцюгів, забезпечують розвиток різноманітного тваринного бентосу практично всіх систематичних та екологічних груп (за винятком хіба що специфічно глибоководних, наприклад, риб з органами, що світяться) – рухомого і такого, що лежить на дні, прикріпленого, рийного тощо. Ці організми часто породотвірні або в значних кількостях трапляються в теригенних відкладах, сприяючи відновленню фаціальних умов їхнього нагромадження.

Найбільше поширені літологічні типи в мілководних умовах – дрібноуламкові породи (пісковики та крупнозернисті алевроліти). Грубоуламкові породи рідкісні, зафіксовані лише в прикордонних з прибережно-морськими зонами ділянках або навпроти гирл гірських річок. Ступінь сортування пісковиків проміжний між еоловими та пляжними, з одного боку, і річковими, – з іншого. Глини, зазвичай, містять домішку алевритових і піщаних часток, за складом, на відміну від каолінитових континентальних, переважно гідрослюдисті та монтморилонітові. У гумідній і, особливо, аридній зонах широко розвинені карбонатні по-

роди – вапняки й доломіти. Вони значною мірою біогенні і складені з решток різних тваринних організмів (як цілих, так і уламків), тому переважають звичайно органігенно-уламкові (детритові) різновиди. Поширені також уламкові карбонатні породи – вапнякові пісковики й алевроліти, оолітові та вторинно перекристалізовані породи.

Текстури мілководних відкладів звичайно виразно горизонтально та полого хвилястощаруваті, однак трапляються й косошаруваті.

На поверхнях нашарування іноді простежуються знаки брижів, сліди перерв. Багатство донної фауни веде до активної переробки осаду (біотурбації), яка знищує тонку шаруватість, сприяє появі плямистих текстур, фіксують сліди повзання, закопування й інші біогенні текстури.

Дно шельфових ділянок загалом досить плоске (середній кут падіння сучасних шельфів – $0,07^\circ$), однак на ньому трапляються окремі, звичайно ізольовані, депресії різних розмірів. Наприклад, Ф. Шепард з'ясував, що в 35 % усіх профілів, що перетинають шельф, є западини глибиною не менше 20 м. І навіть незважаючи на невеликі щодо рівня навколишнього дна глибини, умови осадонагромадження та характер осадів у них різко змінюються. Сюди не проникає хвилювання, часто виникає сірководневе зараження. Тому тут переважають тонкозернисті, головню, глинисті тонко- і правильно-шаруваті відклади майже без донної фауни, однак часто збагачені органічною планктонною речовиною. Подібні умови назвали *муловими западинами*. За багатьма особливостями ці відклади нагадують утворення нижньої частини шельфу або навіть батіалі, та з'ясувати їхнє мілководне загалом утворення можна лише на підставі аналізу їхніх фаціальних співвідношень з вмісними породами.

Висока гідродинамічна активність та наявність течій у мілководній зоні, особливо на відкритих шельфах, веде до інтенсивного придонного переміщення матеріалу, який утворює численні акумулятивні форми різного масштабу. На сучасних шельфах це найчастіше пасма палімпсестових пісків, утворені течіями та орієнтовані субпаралельно до їхнього напрямку. Висота пасом досягає 10 м і більше. Простір між ними покритий малопотужними тонкозернистими алевритами або, навпаки, грубшими власне реліктовими пісками.

Особливою і важливою з практичного погляду групою мілководних утворень є органігенні будови та рифи. У разі інтенсивного локального розвитку каркасних, кіркових та цементувальних організмів, які наростають один на одного, у розрізі виникає геологічне тіло, складене скелетними залишками цих організмів та вапняковими продуктами їхньої життєдіяльності в прижиттєвому положенні, – органігенна будова. Якщо швидкість утворення будови була близька або дорівнювала швидкості нагромадження навколишніх осадів іншого складу чи струк-

тури, то палеогеографічна її форма – плоске морське дно, вкрите заростями різних організмів, а в геологічному розрізі виникає органогенна будова у вигляді шару, серії шарів або сплющеної лінзи, що отримала назву *біостром*.

Якщо формування будови відбувалося швидше, ніж нагромадження навколишніх синхронних осадів, то у рельєфі дна утворювався горб, ізольована мілина, підводний виступ. У викопному стані така будова має вигляд опуклої лінзи, її називають *біогермом*. У разі тривалого розвитку біогерму, коли він піднімається до рівня моря й одночасно з ростом відбувається його часткове руйнування хвилями, виникає підводна або надводна скеля, оточена продуктами руйнування, – риф. Отже, *риф* – це складне геологічне утворення, що виникло внаслідок життєдіяльності колоніальних або наростальних організмів (які жили у воді поблизу її поверхні й мали значний хвилестійкий потенціал) і є карбонатним масивом, складеним принаймні частково рештками організмів у прижиттєвому положенні та продуктами їхнього руйнування; воно височіло у період формування над дном навколишнього моря; оскільки швидкість росту рифу перевищує швидкість нагромадження осадів, то його потужність більша від потужності синхронних відкладів.

Рифоутворення практично завжди починається і відбувається у мілководних умовах за глибин не більше перших десятків метрів. Тому невеликі будови – біостроми, біогерми, дрібні рифи – трапляються серед мілководних відкладів. Великі й потужні рифові масиви залягають серед більш глибоководних відкладів і височать над ними. Це зумовлено тим, що під час інтенсивного заглиблення через високу швидкість росту рифи компенсують його, тоді як у навколишніх зонах такої компенсації немає, мілководні відклади поступово змінюються щораз більш глибоководними, аж до батіальних.

Часто рифи виникають на локально підвищених ділянках морського дна (аккумулятивних формах рельєфу, тектонічних підняттях, затоплених вулканічних конусах). У цьому випадку утворюються поодинокі ізольовані рифи, порівняно симетричні в поперечному перерізі. Крім того, рифи виникають на перегині морського дна, у разі зміни мілководних умов більш глибоководними. Тоді формуються витягнуті уздовж цього уступу, асиметричні в поперечному перерізі рифові системи. Зазвичай, для рифових умов характерні мілководність, нормальна-середня для відповідної епохи солоність, висока-середня температура води, її прозорість, інтенсивна гідродинаміка.

Для рифів загалом характерна куполоподібна форма масивів, дуже чистий карбонатний склад, частий розвиток органогенних структур з прижиттєвим положенням органічних решток, наявність уламкових

вапняків, масивна нешарувата будова і різноманітні плямисті текстури, виразна, особливо у великих спорудах, літолого-екологічна та фаціальна зональність, нерідкісний інтенсивний розвиток процесів перекристалізації та доломітизації.

Порівняно глибоководні умови є на зовнішньому краю шельфу від глибин приблизно 50–70 м і далі до материкового схилу, тобто в середньому до глибини 130–200 м, зрідка до 300–500 м. На відміну від мілководної внутрішньої частини шельфу, тут нема постійних хвилювань і лише під час окремих штормів може відбуватися змулювання й утворення брижів. Донні течії звичайно не дуже активні, а головне – просторово обмежені. Тому головне перенесення матеріалу і його розподіл по площі відбувається у завислому стані у верхній, що піддається хвилюванню, частині водної товщі. Умови в придонному шарі відрізняються значною сталістю в часі й просторі, оскільки звичайні невеликі флуктуації рівня моря, температури та солоності, що ведуть до суттєвих змін умов та характеру мілководних відкладів, тут практично не відбуваються.

Органічний світ досить глибокого шельфу порівняно з мілководною внутрішньою його частиною специфічний і різко збіднений. З донних організмів частіше трапляються кременеві губки, морські їжаки, поодинокі, зрідка колоніальні агерматипні корали, окремі групи пелециподів, гастроподів, моховаток; багаті детритофаги, у тому числі мулоїди. Черепашки навіть за великих розмірів тонкостінні, слабко скульптуровані. Зате порівняно зростає кількість решток нектонних та планктонних організмів – форамініфер, що плавають, діатомей, радіолярій, птероподів, тентакулітів, стиліолін, цефалоподів, риб, граптолітів, а також організмів, що ведуть псевдопланктонний спосіб життя (бухіол, посидоній, птерокеній) та ін.

Спокійна гідродинаміка, способи надходження осадового матеріалу та відсутність мулоїдів зумовлюють особливості складу і будови відкладів. З огляду на інертність великої маси води до невеликих поверхневих змін відклади відрізняються значною протяжністю та витриманістю літологічного складу по розрізу і в просторі. Серед відкладів цієї зони найбільше поширені тонковідмулені глинисті осади. Піщано-алевритові осади розвинені значно менше і, головне, у зонах течій. Серед інших утворів значно поширені потужні монотонні пелітоморфні та мікрозернисті вапняки, утворені частіше рештками нанопланктону і частково хемогенним кальцитом, у зонах холодного клімату – кременисті утворення: діатоміти, спонголіти, трепели, опоки, іноді з домішками радіолярій. У нижній порівняно глибоководній частині шельфу формуються пластові фосфорити.

Текстури звичайно правильношаруваті, мікротекстури, особливо у глинистих відкладах, тонкошаруваті. Оскільки порівняно глибоководні умови зовнішньої частини шельфу сприятливі для захоронення органічної речовини, то у випадку активного розвитку у водній товщі організмів (переважно планктонних) відклади цієї фаціальної зони містять велику кількість органічного матеріалу, аж до утворення горючих сланців. До таких відкладів належать, наприклад, доманік франкського ярусу східної частини Східноєвропейської платформи, можливо, кукерськіти ордовику Прибалтики.

Дещо інший характер фацій у зовнішньому краю шельфу в зоні перегибу його до схилу. Тут знову посилюється гідродинамічна активність придонних течій завдяки впливу динаміки відкритого океану. Це веде до розмивання частини відкладів, різкого огрубіння осадового матеріалу, зокрема, унаслідок винесення тонкозернистих часток. Серед фауни переважають прикріплені фільтратори – губки, моховатки, корали, баянуса та ін. Без теригенного знесення в тропічних широтах можуть виникати рифи, які формують протяжні рифові системи.

Фаціальні особливості континентального схилу визначені високою контрастністю рельєфу, великими перепадами глибин та крутістю схилів, переважно одностороннім та часто дуже інтенсивним привнесенням теригенного матеріалу, мінливістю гідродинамічного режиму і його контрастністю, підвищеною з огляду на активне перемішування води, біологічною продуктивністю та, відповідно, посиленням надходженням в осад органічної речовини, а часто й біогенних кремнезему та карбонату.

У зонах з інтенсивним теригенним живленням, особливо біля гирла великих рік, формуються переважно різноманітні теригенні осади. У тропічних і субтропічних широтах за обмеженого надходження уламкового матеріалу збільшується кількість карбонатних, частіше мергельних осадів. У порівняно високих широтах у цьому випадку формуються кременисті та кременисто-глинисті осади. Отже, у межах схилу виникають різні механізми перенесення та осадження речовини, тобто формуються різні *генетичні типи*: *обвальньо-осувні, напрямлені вниз по схилу потоків – гравітати, придонних контурних течій – контурити, нефелоїди суспензій малої густини, біогенні планктоногенні пелагічні відклади*. Водночас існують значні по площі ділянки, де осадження не відбувається, а іноді простежується розмивання або перемивання давніших відкладів.

Важливе значення в цій фаціальній зоні мають різні *гравітаційні потоки*. Вони формують важливу групу підводно-схилових відкладів, куди входять обвальньо-осувні утворення, відклади високогустинних і турбідитних течій. Для стійкої і тривалої дії таких потоків необхідна

локалізація в певних межах, якими є негативні елементи рельєфу підводного схилу – глибоководні каньйони, тобто вузькі ущелини з крутими схилами, врізані в корінні породи континентального схилу перпендикулярно до нього.

Уламковий матеріал надходить до витоків каньйонів із гирла річок, підводним продовженням яких нерідко є каньйони, або уздовж-береговими течіями і прямує донизу по каньйону зі швидкістю до 0,5–2,0 м/с. Каньйони слугують, головно, зонами транзиту, проте і в них відбувається нагромадження осадів: на схилах – зсувових та обвальних; на дні – звичайних піщаних, що принесені цими течіями. У моменти ослаблення течій, на стадії трансгресій гідродинаміка різко послаблена, осідають пелагічні та геміпелагічні, досить тонкозернисті осади внаслідок гравітаційного осадження суспензій малої густини (нефелоїдна седиментація). Більша частина уламкового матеріалу переміщається до устя каньйону, де біля основи схилу на прилеглих рівнинах утворює глибоководні конуси винесення – своєрідні підводні гомологи передгірних пролювіальних конусів винесення. За особливостями рельєфу та умовами осадонагромадження ці конуси поділяють на три частини. Верхній конус має в плані напівкруглі обриси і нерівну опуклу поверхню з виразною однією центральною або декількома долинами, що обмежені прирусловими валами. Відклади дуже різноманітні й змінюються від грубих пісковиків до тонких мулів; нерідкісні акумулятивні форми. Середній конус – з дрібногорбистою опуклою поверхнею та системою розгалужених русел, що місцями обмежені прирусловими валами. Відклади, як і у верхньому конусі, представлені пісками, алевритами та глинами, однак більш тонкозернистими і поза руслами часто правильно тонкошаруватими. Нижній конус має слабковиражену поверхню з численними дрібними руслами без прируслових валів, займає найбільшу з трьох зон площу. Серед осадів переважають тонкі мули пелагічного типу; піски й алеврити течій розташовані лише в руслах і слабо диференційовані.

Відклади підводних каньйонів та конусів винесення останніми роками привертають увагу геологів-нафтовиків. Річ у тому, що в цих фаціях широко розвинуті піщані відклади з колекторськими властивостями, а морфологія відкладів сприяє утворенню пасток. Наприклад, більша частина запасів нафти басейнів Сакраменто і Сан-Хоакін на заході США пов'язана з відкладами підводних русел глибоководних конусів. Уважають, що найбільше з родовищ Мексики – Чиконтепек у штаті Ідальго, яке вміщує 14,8 млрд т важкої нафти і 1,0 трлн м³ газу, – пов'язане з турбідитами, що виповнюють каньйон у юрських, крейдових і третинних відкладах.

Поза каньйонами та конусами винесення (а це більша частина континентальних схилів та підніж) переважають інші процеси. Тут також існують обвальні-осувні відклади та відклади потоків, проте джерело уламкового матеріалу не крапкове, і роль подібних відкладів порівняно незначна. Те, що нема напрямлених течій, веде до появи тонкої суспензії малої густини (нефеліодної). Її осадження (нефелоседиментація) відбувається за звичайними законами гравітаційного розшарування. У підсумку формуються глинисті, рідше алевритово-глинисті мули теригенного, планктоногенного або змішаного складу, які покривають понад 60 % схилу. У разі інтенсивного і досить рівномірного надходження значних мас тонкого матеріалу формуються потужні монотонні товщі глинистих та алевритово-глинистих мулів. За помірною надходження теригенного матеріалу, особливо в середніх широтах, простежуються часті чергування теригенних і планктоногенних компонентів. У цьому випадку формуються тонкошаруваті відклади, наприклад, сапропелево-глинисті мули западини Чорного моря або сапропелево-форамініферово-коколітові мули Червоного моря.

Загалом частий розвиток каламутних суспензійних потоків визначає і широкий розвиток турбідитних відкладів, особливо в нижній частині континентальних схилів, на континентальних підніжжях та прилеглих до них абісальних рівнинах. У цьому разі формуються або суто теригенні турбідити, або вони перешаровані з планктоногенними відкладами.

Інший генетичний тип відкладів пов'язаний з діяльністю видовжених щодо схилу придонних течій, які назвали *контурними*. Ці відклади виявили порівняно недавно в ході океанологічних досліджень. Вони виникають як донна протитечія, коли холодні води Арктичного басейну опускаються до екватора, а теплі екваторіальні води у вигляді теплих течій (наприклад, Гольфстрім) підіймаються на північ. У цьому разі сили Каріоліса зміщують такі течії на захід, і вони локалізуються біля континентальних схилів та підніж.

Найбільше вивчена сьогодні Західна Прикордонна течія вздовж східної континентальної окраїни Північної Америки, швидкість якої досягає 10–50 см/с, чого достатньо для перенесення алевритів та дрібних пісків. Аналогічна течія відома біля південного сходу Африканського континенту. Оскільки подібні течії існують тривалий час, то вони утворюють величезні акумулятивні форми, наприклад, Ньюфаундлендський хребет. Це тип коси, що простягається із заходу–північного заходу на схід–південний схід на відстань приблизно 500 км за ширини до 250 км та відносної висоти 1,0–1,5 км. Гігантський підводний насип – хребет Блейх-Багама – має довжину понад 800 км, ширину 100–200 км і відносну висоту 3,5 км. Відклади цього генетичного типу – *контурити* –

мають низку характерних рис. Це звичайно добре сортовані піщано-алевритово-глинисті відклади (вміст глинистого матеріалу в пісках та алевритах не перевищує 5 %) з горизонтальною і хвилястошаруватою текстурою, невеликими (до 5 см) потужностями шарів, чіткими нижніми і верхніми межами, чітким орієнтуванням зерен та фрагментів паралельно до нашарування.

Нарешті, ще один важливий тип відкладів у фаціях континентальних підніж і, особливо, плоских абісальних рівнин, який формується в складних гідродинамічних умовах, однак за досить активного принесення матеріалу, – *геміпелагічні глини*, давно описані як синій, або блакитний, мул. Це глинистий, переважно гідрослюдистий, слабковапняковий осад, який уміщує близько 10 % решток планктонних вапнякових або опалових організмів, а також підвищену кількість органічної речовини $C_{\text{орг}}$ (до 1–2 %, але не нижче 0,5 %). З аутигенних мінералів типові пірит та гідротроїліт. Це досить витримані по площі відклади з одноманітною або шаруватою текстурою, яка має смугасте забарвлення. Швидкість нагромадження цих мулів у середньому становить 1,78 см/1000 років (0,59 см сухого осаду). Хоча зони їхнього розвитку суттєво менші, ніж пелагічних глин, висока відносна швидкість седиментації веде до того, що в цьому типі зосереджена головна маса глинистих осадів Світового океану.

Фаціальні умови активних континентальних окраїн складніші, тому що розглянутий фаціальний профіль окраїн пасивного типу ускладнений низкою таких морфоструктур, як окраїнне улоговинне море, острівна дуга, глибоководний жолоб (острівнодуговий підтип) або континентальний схил гірськоскладчастої споруди, глибоководний жолоб (андійський підтип).

Фаціальні умови окраїнних улоговинних морів багато в чому подібні до розглянутих вище приокеанічних зон пасивних окраїн. Головна особливість – наявність бар'єрів, що відокремлюють їх від відкритого океану, – острівних дуг, які є додатковим джерелом уламкового та вулканогенного матеріалу. У цьому разі виникає концентрична, хоч далеко не симетрична фаціальна зональність – огинання центральної частини улоговин. У нижніх частинах порівняно вузьких шельфів та верхньої частини материкового схилу, тобто в прилеглий до шельфу батіальній зоні, розвинуті піски, іноді з гравієм та галькою. Відомі випадки, коли подібні осадки опускаються на глибини до двох і більше тисяч метрів. Нижче по схилу вони змінені крупно-, а потім дрібноалевритовими осадами. Центральні найглибші частини морів покриті глинистими мулами. Вапняковий матеріал майже винятково планктоногенний – птероподовий, форамініферовий, коколітофоридовий, проте через

інтенсивне розведення теригенним матеріалом і велику глибину водоймищ карбонатність осадів невелика.

У холодноводних морях, де замість вапнякових організмів живуть кремeneві, в осад потрапляють опалові черепашки діатомей та, рідше, радіолярій. Тому кременистість осадів тут підвищена, а в окремих ділянках вони стають переважно кременистими (Берингове, Охотське, Японське моря). Оскільки багато сучасних улоговинних морів розташовано в зонах активного наземного та підводного вулканізму, то в складі їхніх осадів поряд з кластогенним часто наявний, а іноді й переважає, вулканогенний матеріал. Вулканогенний матеріал найбільше розвинений на острівнодуговому обмеженні басейнів. Різка контрастність рельєфу зумовлює тут розвиток турбідитів, у тому числі туфотурбідитів.

Острівні дуги, розташовані на межі улоговинних окраїнних морів та відкритого океану, – це величезні гірські споруди, переважно підводні, які формують досить специфічну структурно-фаціальну зону, що охоплює широкий набір як наземних фацій, так і морських. Для власне морських субаквальних умов характерний складно розчленований контрастний рельєф і висока гідродинамічна рухливість, що визначає поширення грубозернистих відкладів, а також строкатість та швидку мінливість фацій. Осадовий матеріал, головню, власний – уламковий, утворений унаслідок руйнування островів, які постійно ростуть і складені значною мірою порівняно пухкими вулканічними породами, та їхніх крутих підводних схилів, а також вулканічний. Менше осідає розчинений у воді карбонатний та кременистий матеріал, причому механізм його осадження переважно біогенний, хоча для низки давніх кременистих товщ (типу яшм), можливо, й хемогенний.

Субаквальні фації представлені грубоуламковими гравійно-гальковими та піщаними відкладами поліміктового граувакового складу, часто залишково перемитими, тому що тонкі фракції зазнають інтенсивного вимивання і винесення. В улоговинах схилів та біля їхнього підніжжя формуються вулканогенно-теригенні турбідити, а також тонкозернисті відклади придонних течій зі значним вмістом вулканогенного матеріалу. У мілководних зонах теплого клімату нерідкісні бентоногенні карбонатні й утворені з них детритові відклади, а також рифи; у більш глибоководних – форамініферові. У всіх випадках біогенні карбонатні відклади тісно асоціюють з вулканогенними і вулканогенно-осадовими. В зонах холодного клімату з вулканогенно-теригенним матеріалом асоціює біогенно-кременистий – спікуловий, діатомовий, радіолярієвий.

Прилеглі до острівних дуг або континентальних гірсько-складчастих споруд вузькі та протяжні *жолоби* відповідають найглибшим ультраабіса-

льним фаціальним умовам. Морфологія і розташування жолобів визначають їхню роль як останніх пасток осадового матеріалу приконтинентального сектора, у тому числі досить тонкого. Величезна амплітуда і контрастність рельєфу зумовлюють розвиток гравітаційних процесів перенесення і відкладення. Важливий чинник – придонні течії, хоча вони й менш активні, ніж у навколишніх більш мілководних ділянках.

Важливим є еоловий спосіб перенесення, особливо продуктів вулканізму. Джерела осадового матеріалу різноманітні – це уламковий та вулканогенний матеріал з суходолу та острівних дуг, біогенний (враховуючи велику глибину, нижче рівня карбонатної компенсації, серед нього переважає кременистий), а також едафогенний, оскільки численні ділянки дна, завдяки сейсмічності та придонним течіям, не вкриті осадами, а самі слугують місцевим джерелом уламкового матеріалу.

Внутрішній – приконтинентальний, або приострівний, – *схил* є серією уступів та слабко нахилених або субгоризонтальних східців, причому поверхні східців покриті відкладами гравітаційних та турбідитних потоків, у складі яких важливу роль відіграє вулканогенна складова. На краях східців та уступах осадоутворення не відбувається, тобто ці фації не документовані осадами. У поперечному до жолоба перерізі відбувається диференціація: піщано-алевритові осади верхньої частини схилу поступово змінюються геміпелагічними, проте глибина й тип цього переходу в різних випадках досить різноманітні. Дно жолобів укрите глинистими, туфітовими або кременисто-глинистими геміпелагічними осадами і турбідитами.

Зовнішній океанічний схил жолобів пологіший, тут розвинені досить рівномірно розподілені тонкозернисті геміпелагічні та плащоподібні пелагічні осади, за складом і генезисом наближені до осадів суміжних пелагічних областей. У порівняно рідкісних зонах придонних течій та біля відслоненого дна з'являються більш грубозернисті залишкові осади фацій перемивання та едафогенного матеріалу.

Донна фація у приконтинентальних позашельфових фаціях, зазвичай, багата, проте своєрідна. На континентальних схилах живуть кременеві губки та донні форамініфери. Нижче, у континентальних окраїнах, переважають детритофаги та мулоїди без твердих кісток, тому у викопному стані твердих залишків часто нема, однак трапляється значна кількість слідів їхньої життєдіяльності.

Досить важливу роль у біосі відіграють планктонні організми, завдяки яким в осад надходять значні маси органічного матеріалу, тому численні відклади, як сучасні, так і давні, особливо тонкозернисті, суттєво збагачені органічною речовиною. Підвищена кількість реакційно здатної органічної речовини визначає активний розвиток у діагенезі

відновних реакцій, і в підсумку відклади мають сірий, блакитнувато-сірий і темно-сірий колір.

21.3.2. Пелагічні фації

Пелагічні умови найбільше поширені в сучасних океанах і займають майже 56 % загальної поверхні Землі. Тут у придонній частині немає хвилювань, і рознесення осадового матеріалу відбувається тільки різними течіями. Матеріал, який сюди надходить з суходолу, практично весь дуже тонкодисперсний і може надзвичайно довго перебувати в завислому стані. Тому донині невідомі механізми його осадження і найбільш вірогідним є вилучення його з води фільтрувальними планктонними організмами та подальше осадження на дно через харчові ланцюги або у вигляді більших фекальних грудочок. Наявність подібного механізму визначена експериментально. Теригенна суспензія втрачає в цьому разі видимий зв'язок з континентом і вже є компонентом океанічних водних мас.

Практично нема, або вона надзвичайно рідкісна, донної фауни, проте суттєво позначається вплив в осадах планктоногенного матеріалу. Оскільки абісальна область охоплює величезні простори, то рельєф її дна досить різноманітний – поряд з абісальними рівнинами існують глибоководні жолоби і високо підняті океанічні хребти, окремі гори й острови, серединно-океанічні хребти, що впливає на склад і мінералогію осадів. Однак загалом для абісали океанів типові два головні генетичні типи осадів: органогенні (вапнякові та кременисті) і полігенні. Органогенні осади, відповідно, поділяють на вапнякові та кременисті.

Найбільш глибоководні та віддалені від суші зони океанічного дна вкриті полігенними осадами – червоною глибоководною глиною. Це темно- або світло-коричневі осади, складені з тонкодисперсного теригенного, зазвичай, гідрослюдистого за складом матеріалу, привнесеного вітром і водою, гальміролітично перероблених вулканокластичних і підводно-вулканічних продуктів (аутигенні монтморилоніт, цеоліти) з невеликою домішкою космогенних частинок (нікелістого заліза), біогенного матеріалу (радіолярій, діатомей та найменш розчинних частин кістяка нектонних організмів – зубів акул, слухових кісточок китів та, рідше, форамініфер). Карбонатність низька, часто її практично нема, у перехідних до форамініферових мулів ділянках підвищується до 30 %.

Органічного вуглецю завжди мало, не більше 0,25–0,5 %, проте підвищені вмісти заліза (3–10 % і більше) і мангану (0,2–0,3 %). Характерна підвищена концентрація низки мікроелементів (Co, Ni, Cu,

Mo, Pb та ін.). На відміну від геміпелагічних, у червоних глибоководних глинах нема аутигенних мінералів двовалентних заліза та мангану, однак наявні вільні гідроксиди цих металів вищого ступеня окиснення – гідрогетит, гематит і тодорокіт. Швидкість осадонагромадження червоних глибоководних глин надзвичайно мала і становить у середньому 1 мм/1000 років (розрахунок за тривалими часовими інтервалами дає навіть 0,01–0,04 мм/1000 років). У червоних глибоководних глинах трапляються цілі поля залізо-манганових конкрецій, що утворюють багаті рудні поклади.

У більш мілководних умовах червона глибоководна глина фаціально заміщена *вапняковими планктоногенними осадами*. Це форамініферові (переважно глобігеринові), птероподові та коколітові мули, які складені рештками черепашок відповідних організмів і вміщують змінну, часто значну (до 50 % і більше) кількість нерозчинного, головно, глинистого, що відповідає складу червоної глибоководної глини, або кременистого (радіолярієво-діатомового) матеріалу. Нижні межі поширення вапнякових мулів та їхня заміна червоними глибоководними глинами визначені критичною глибиною карбонатагромадження, тому численні площі їхнього поширення пов'язані з серединно-океанічними хребтами та прилеглими до них підняттями, а також окремими локальними підводними горами. Швидкість нагромадження вапнякових органогенних мулів коливається від часток до кількох сантиметрів за 1000 років.

Інший тип органогенних осадів – кременисті (опалові). Радіолярієві мули – це червона глибоководна глина з підвищеним вмістом черепашок радіолярій (вміст аморфного кремнезему – від 5 до 30 %). Вони поширені в екваторіальній зоні Індійського та Тихого океанів на глибинах 4 500–6 000 м і більше, а на менших глибинах фаціально заміщені кременисто-карбонатними та карбонатними осадами. *Діатомові мули* складені значною мірою опаловими панцирами діатомових водоростей (до 70 % аморфного кремнезему) і поширені переважно в помірних широтах Південної півкулі, навколо Антарктиди і частково на півночі – у північній частині Тихого океану та його морях – Беринговому, Охотському і Японському. Аналогічні осадки виявлено в деяких глибоководних жолобах екваторіальної зони. Швидкість нагромадження кременистих мулів також дуже незначна – 1,6–7,5 мм/1000 років. Як і в батіалі, в абісальній зоні розташовані численні ділянки, не перекриті пухкими відкладами, – виходи давніших, у тому числі магматичних утворень.

Більшість осадів і осадових гірських порід, вивчених літологами, формувалась у мілководних умовах, тому літологічна, палеонтологічна характеристика та діагностичні ознаки мілководних фацій досліджені досить детально.

Перші приклади викопних глибоководних відкладів зафіксовані вже наприкінці XX–на початку XXI ст.: юрські пелітоморфні вапняки фації Аммонітіко rosso, третинні відклади Вест-Індських островів, пізньопалеозойська данауська формація острова Борнео (Калімантан) та ін. Однак загальна кількість виділених дотепер відкладів цього типу все ж не дуже велика, що пояснюють низкою причин. Перш за все, це пов'язано з труднощами та неоднозначністю їхнього виділення. Можливо також, що з огляду на загальну еволюцію та посилення контрастності рельєфу в історії Землі глибоководних умов, особливо в докембрії та ранньому палеозої, або не було, або вони були менш поширені й мали значно менші, ніж нині, глибини.

Наведені вище матеріали засвідчують, що більшість глибоководних осадів, особливо батіальних, не має настільки характерних літологічних особливостей, які могли б однозначно визначати глибоководність їхнього утворення. Глинисті, теригенні та численні мікрозернисті карбонатні осади практично не відрізняються від таких же на шельфі. Зазвичай, окремі генетичні типи відкладів не мають чіткої фаціальної належності і частіше трапляються в різних за глибиною та морфологією дна фаціях. Наприклад, дуже широко розвинені турбідити, що трапляються в окремих фаціях континентального схилу, підніж, абісальних рівнин, островних дуг та глибоководних жолобів. Настільки ж поширені й нефелодні відклади, які в періоди зниження гідродинамічної активності, наприклад, під час трансгресій, розвиваються навіть у верхніх частинах підводних каньйонів та конусів виношення.

Значну допомогу у визначенні глибоководності відкладів може надати екологічний склад фауни, однак, по-перше, знахідки типово глибоководних організмів (наприклад, рештки риб з органами, що світяться) досить рідкісні; по-друге, ознаки глибоководності сучасної фауни не можна переносити на давні мезозойські і, тим більше, палеозойські форми. Деякі ознаки глибоководності може дати співвідношення решток різних організмів – зменшення частки бентосних та зростання планктонних і нектонних організмів, переважання організмів з кременевим та хітиновим кістяком за зменшення вапнякових тощо.

Глибоководність давніх відкладів визначити досить складно, головне, за допомогою детального фаціального аналізу, вивчення особливостей переходу їх у мілководні одновікові відклади, характеру покривних утворень. Навіть у сучасних осадах без знання батиметрії їхнього положення не завжди можливе розділення батіальних та абісальних осадів, відкладів нижньої частини шельфу та верхньої частини батіалі, тим більше, це важко, а часто неможливо, зробити для давніх відкладів. Тому для давніх відкладів можна, мабуть, говорити про глибоководність загалом і давати лише якісне їхнє порівняння між собою.

Серед визначених нині *викопних глибоководних відкладів назвемо декілька типів*. Досить добре вивчені *утворення улоговинних порівняно ізольованих водойм* з глибинами від 300–400 до 1 000–1 200 м. Це або ізометричні (пермські відклади Делаверської западини в США та Прикаспійської в Росії), або видовжені прямолінійні (перм Передуральського крайового прогину), або складно вигнуті (верхньодевонська-турнейська Камсько-Кинельська западина Східноєвропейської платформи) басейни, відклади яких представлені темноколірними тонкошаруватими глинисто-карбонатними, а в деяких випадках і вапняково-глинистими кременисто-бітумінозними породами з рідкісною донною фауною, переважно кремeneвих губок та решток планктонних організмів, у тому числі радіолярій. Характерний підвищений у 5–10 разів, а іноді й більше щодо кларка вміст органічної речовини.

Потужності глибоководних відкладів завжди в декілька разів менші від потужностей одновікових мілководних утворів. За простяганням у разі переходу до мілководних відкладів вони часто заміщені рифовими утвореннями. Мабуть, за глибинами утворення близькі до цих типів граптолітові аргіліти.

Відкладами континентальних окраїн вважають нижньопалеозойські чорні сланці, темні вапняки та кремені Європи і Північної Америки, девонські та тріасові червонуваті грудкуваті або вузлуваті вапняки в герцинських та альпійських геосинкліналях Європи і, мабуть, Казахстану.

Ще один тип глибоководних відкладів, що формується на порівняно глибоких схилах та в геосинклінальних прогинах, – флішові комплекси. Порівняно глибоководне утворення відкритих і повністю аерованих морів, принаймні частково – *писальна крейда*. Це своєрідний гомолог сучасних коколітових мулів, проте відкладених на глибинах близько 400 м. Можливо, що близькі глибини утворення мали й білі пелітоморфні вапняки верхньої крейди Передкавказзя, які, на думку деяких дослідників, утворилися під час катагенезу писальної крейди. Значимо, що подібні відклади, мабуть, формувалися на нижній частині шельфу та верхній частині батіалі. Є низка прикладів відкладів, що формувалися на значних глибинах, аж до абісальних. Нагромадження цих осадів пов'язане або з початковими етапами розвитку геосинклінальних областей, для яких характерні інтенсивні занурення, або зі справжніми океанами. До них належать: пелітоморфні верхньотріасові вапняки гальштадської фації з великою кількістю амонітів, розвинуті в широтному альпійському поясі Тетису від Альп до о. Тімор (Індонезія); чорні сланці й строкаті кремені кембро-ордовицьких відкладів Япетус Ньюфаундленду та Нової Шотландії; крейдянні червоні глини із зубами акул та мангановими стяжіннями на о. Тімор; верхньодевонські вапняки

Беннекенштайну у Гарці, Німеччина; радіолярити, яшми та вапняки і сланці францисканської формації Каліфорнії та деякі інші відклади.

21.3.3. Фації морських водойм аномальної солоності

Внутрішні моря, що мають утруднений водообмін зі Світовим океаном, нерідко відрізняються солоністю вод від середньосвітового рівня. У сучасну епоху широкого розвитку гумідних вологих зон та інтенсивного річкового стоку звичайними є відхилення в бік зниження солоності та утворення опріснених водоймищ. Відомі приклади: Чорне (солоність поверхневих вод відкритої частини моря – 17–18 ‰), Азовське (9–10 ‰) і найбільш опріснене Балтійське море, де солоність поверхневих вод у центральній частині становить 6–8 ‰, а в Ботнічній та Фінській затоках – 2–6 ‰. В аридних зонах, де нема рік, солоність підвищується приблизно на 14–15 % від загальносвітових у Перській затоці (до 40–41 ‰) і в Червоному морі (солоність поверхневих вод – 38–41 ‰, глибинних – 40,5–42,3 ‰). У геологічному минулому за більшої аридизації клімату внутрішні водойми з різко підвищеною солоністю були розвинуті значно ширше.

Специфіка умов та відкладів внутрішніх морів найчіткіше виявляється в улоговинних водоймах, у яких формується своєрідний гідрологічний режим.

У внутрішньому басейні аридної зони, який має утруднений зв'язок зі Світовим океаном, випаровування з його поверхні перевищує надходження до нього прісних вод із суші та у вигляді метеорних осадів. Утворювані в цьому разі солоніші і, внаслідок цього, густіші води опускаються на дно. Інтенсивне випаровування приводить також до того, що рівень води, особливо у віддаленій від проток зоні щодо поверхні геоїда суттєво знижується, що зумовлює виникнення напрямлених у водойму поверхневих течій, які постачають сюди нові порції води нормальної солоності.

Підвищена густина придонних вод та активне випаровування перешкоджають виникненню донних протитечій (або інтенсивність їх не дуже велика). У разі тривалого існування таких умов загальна солоність водойми прогресивно зростає, що зрештою приводить до осадження легкорозчинних солей. Завдяки густинному розділенню у низах водної товщі можуть навіть виникати застійні умови і в основі потужних соленосних серій фіксують осади, збагачені органічною речовиною, наприклад, часто трапляються тонкошаруваті бітумінозні ангідрити.

Постійне надходження морських вод постачає додаткові порції солей, об'єми соленагромадження виявляються досить значними і, зрештою солі заповнюють глибоководну улоговину, яка існувала раніше. Унаслідок цього в розрізі утворюється потужна досить однорідна соленосна товща, яка залягає на глибоководних відкладах, у покрівлі яких нерідко формуються і калійні солі.

Подібні соленосні товщі виповнюють верхньопермську Далаверську западину в США, нижньопермський Передуральський крайовий прогин та Прикаспійську западину. Окремі опріснення в період формування таких товщ через інертність величезної водної маси не дуже значні й фіксовані появою сульфатних солей серед галогенних.

Аналогічні осади виникають і у випадку мілководних басейнів, тому що інтенсивне випаровування за постійного надходження нових порцій води з розчиненими солями також призводить до їхньої концентрації, а потім і осадження. Однак у мілководних басейнах хвилювання сприяє активнішому перемішуванню вод. Тому настільки різкої густинної диференціації, а отже, і застійних умов, не відбувається, що, однак, не впливає на саму можливість випадіння солей, яка зумовлена лише солоністю. Оскільки швидкість осадження солі дуже велика й досягає 8–12 см/рік, то мілководні епіконтинентальні моря дуже швидко заповнюються солями й окремі соленосні пачки за значної площі поширення мають порівняно невелику потужність.

Розвиток таких басейнів відбувається циклічно, періодично повновлюються зв'язки зі Світовим океаном, відновлюються нормальні морські умови зі звичайними морськими осадами, потім водойми знов стають ізольованими, починається випадіння солей і т. д. У підсумку в розрізі фіксують періодичне чергування соленосних відкладів з карбонатними, глинистими тощо, на відміну від попереднього випадку, утворюються не моноциклічні, а поліциклічні соленосні товщі, наприклад, нижньокембрійські відклади Східносибірської платформи, нижня соленосна товща лівенського горизонту верхньофранського під'ярусу Прип'ятської западини, нижньопермська – Дніпровсько-Донецької западини, міоценова – у Вірменії.

У сучасну епоху різко осолонених внутрішніх морів нема, характер подібних водойм та їхні осади визначають лише на підставі вивчення геологічних об'єктів. Важливо, що подібний механізм концентрації, а потім і осадження солей реалізується незалежно від глибини водоймища. Розрахунки засвідчують, що у глибоководному басейні гранична концентрація досягається лише за тривалий час, однак у геологічному масштабі цей додатковий час дуже невеликий.

Гідрологічний режим та характер осадів внутрішніх улоговинних водойм гумідної зони, які мали утруднений зв'язок зі Світовим океаном, суттєво інші, моделлю чого може слугувати Чорне море за останні 2500 років. Інтенсивне привнесення прісних вод (понад 400 км³/рік), що перевищує втрати внаслідок випаровування, веде до підвищення рівня моря щодо поверхні геоїда. Тому у протоці Босфор, що з'єднує Чорне море з Мармуровим, а через нього з Середземним, існує поверхнева течія, завдяки якій ці надлишкові та опріснені (~ 18 ‰) чорноморські води скидаються в Середземне море (щорічне стікання становить 348 км³). Крім того, тут існує глибинна протитечія, яка вносить у Чорне море середземноморську воду (202 км³/рік). Ця солоніша (~ 36–38 ‰) і важча вода опускається на дно Чорного моря і зумовлює чітке вертикальне розшарування водної товщі за густиною (глибинна солоність Чорного моря ~ 21,0–22,5 ‰). Завдяки такому розшаруванню вертикальних конвекційних рухів практично нема і в нижній частині виникають застійні умови. У Чорному морі діяльність сульфатредукувальних бактерій призвела до утворення сірководню, який у цих застійних умовах нагромаджувався.

У Каспійському морі-озері, яке відокремилася наприкінці міоцену і лише в голоцені остаточно втратило зв'язки зі Світовим океаном (10–12 тис. років тому), гравітаційне розшарування визначене тим, що прісні води, принесені річками, перемішуються з морськими лише в північній мілководній частині акваторії та верхній частині водної товщі западини Південного Каспію. У її глибших горизонтах поряд з сірководнем нагромаджується метан. Усе це призводить до виникнення різко відновних умов не лише у мулі, а й у значній масі наддонних вод, що визначає специфічні умови осадонагромадження, особливий характер осадів і часто практично повну відсутність донної фауни.

Подібні фації нерідко називають понтичними, або евксинськими (за давньою назвою Чорного моря – Понт Евксинський). Викопні утворення подібних морів – мабуть, майкопські відклади низки районів Північного Кавказу та Закавказзя, можливо, бітумінозні аргіліти волзького ярусу Західного Сибіру. Зазначимо, що в цих фаціях існують досить сприятливі умови захоронення й подальшого анаеробного перетворення органічної речовини, яка потрапляє сюди з верхньої біологічної дуже продуктивної частини водної товщі.

У мілководних морях через хвилювання, які охоплюють практично всю водну товщу, застійні умови не утворюються. У них нагромаджуються теригенні, глинисті, нерідко карбонатні осади. Опріснений характер цих водойм визначають практично лише на підставі екологічного аналізу фауни.

Вірогідно визначені подібні водойми лише в кайнозойських відкладах. У давніші епохи вони, мабуть, також існували, проте виділення їх

утруднене, тому що немає настільки прямих критеріїв виявлення со-
лоноводних організмів.

На закінчення опису морських та океанічних фацій акцентуємо
увагу на трьох важливих умовах.

1. Осадонагромадження та характер розподілу фацій у морях та
океанах підпадає під три типи зональності.

Циркумконтинентальна зональність пов'язана з надходженням
осадового матеріалу з суходолу. Вона позначається в нагромадженні
головної маси уламкового матеріалу (за О. Лісіциним – 92,2 %) у
приконтинентальній зоні, що слугує одним із показників глобальної
диференціації речовини в осадовому процесі. У цій зоні біля підніжжя
континентального схилу розташований один з рівнів “лавинної
седиментації” (О. Лісіцин, 1988), який локалізується переважно в зонах
підводних конусів винесення та окраїнних морях. Потужність осадо-
вих утворень досягає 10–15 км, а швидкість осадоутворення становить
500–1 000 мм/1000 років. Найважливіші чинники середовища – різкі
перепади глибин, що визначає розвиток осувних і турбідитних процесів,
а також активна гідродинаміка.

З огляду на високу швидкість седиментації на схилах і їхніх
підніжжях формуються лінзоподібні осадові тіла з потужністю, яка
зменшується або навіть виклинює як до шельфу, так і в бік глибокого
моря з первинно нахиленим заляганням. Фіксують зміщення цих лінз з
часом у бік западини. Такі тіла отримали назву клиноформних і відомі
не лише на континентальних схилах, а й у більш мілководних зонах;
принципово важлива лише наявність перегину й активне однобічне
надходження осадового матеріалу.

Широтна (кліматична) зональність визначає біологічну
продуктивність і значною мірою тип організмів, мінералогію їхніх
кістяків і, відповідно, характер осадів. Так утворюються три широтні
поєси пелагічних кременистих фацій (екваторіальний, переважно
радіолярієвий, та два головні діатомові в помірних широтах). Карбо-
натоагромадження локалізоване лише в теплих кліматичних зонах,
практично тропічних; воно тісно пов'язане з третім типом зональності –
вертикальним.

Вертикальна зональність зумовлена критичною глибиною карбо-
натоагромадження, яка змінюється від 3–4 км у помірних широтах
до 5 км на екваторі. Вище цієї глибини у пелагічній зоні формуються
карбонатні фації, нижче – кременисті (у зонах високої біологічної
продуктивності) або полігенно-глинисті (у зонах низької продуктивності).
Клімат визначає і появу в приконтинентальній зоні водойм аномальної
солоності.

Цим же типам зональності підпорядкований і розподіл в осадах органічного вуглецю, причому провідна зональність – циркумконтинентальна. Абсолютно більша частина органічного матеріалу осідає у приконтинентальній зоні, де утворюються дві ділянки підвищених концентрацій: мілководна, яка охоплює осади заток, лагун, бухт, внутрішніх морів, де в складі органічної речовини важливу роль відіграє гумусова складова, зокрема, унаслідок знесення з суші; глибоководна, представлена мулами континентальних схилів та підніж. Тут, особливо в зонах апвелінгу, вміст $C_{\text{орг}}$ досягає 12–14 %. Абсолютні маси органічної речовини в червоних глибоководних глинах на два порядки нижче, ніж у теригенних осадах підводних окраїн. Широтна зональність виявляється у вигляді двох високоширотних (бореальної і приантарктичної) і екваторіальних зон підвищених концентрацій, однак градієнти концентрації $C_{\text{орг}}$ у широтному напрямі на порядок нижчі, ніж у напрямі берег–пелагіаль. Вертикальна зональність виявляється у зниженні концентрацій $C_{\text{орг}}$ з глибиною, що пов'язано з віддаленням від суші.

Підвищені концентрації органічної речовини і нафтоматеринський потенціал відкладів прибережної зони та внутрішніх морів відомий досить давно і загалом освоєний геологами-нафтовиками. Глибоководна зона підвищених концентрацій становить нині особливий інтерес як можливе джерело нафти й газу в глибоководних відкладах, перспективи яких оцінюють досить високо і розвідка яких дуже актуальна. Уже нині з'ясовано, що максимальний розвиток газогідратів (нового перспективного джерела вуглеводнів) пов'язаний власне з цією зоною.

2. У більшості фаціальних зон Світового океану, принаймні шельфових, континентального схилу і підніжжя, літогенез одночасно є морфогенезом, тобто поверхня осадів не плоска і вирівняна, а досить розчленована з численними ерозійними (каньйони та ін.) та акумулятивними (риффи, контурити, підводні конуси винесення) формами.

Ідея про взаємозв'язок рельєфу й осадоутворювальних процесів набула останніми роками глибокого і плідного розвитку як окремих розділів науки – літодинаміка. Вивчено вплив рельєфу, гідродинамічних процесів, клімату та низки інших чинників на склад і характер осадів та форм рельєфу, які в цьому разі утворюються. Форми рельєфу часто специфічні для окремих фацій, що, по-перше, дає змогу використовувати морфологію осадкових тіл як один із додаткових засобів фаціального аналізу і, по-друге, засвідчує, що застосування потужностей для палеотектонічних побудов у найбільш поширеному варіанті, коли покрівлю відкладів вважають плоскою, а їхня потужність дорівнює прогинанню, у загальному вигляді неправомірне.

3. У багатьох субаквальних зонах, як мілководних, так і глибоководних, існують ділянки без відкладів або навіть їхнього розмивання. Іншими словами, перерви в осадонагромадженні часто зумовлені фаціальними умовами у водному басейні, а не регресіями та осушеннями. Тому використання перерв для палеотектонічного аналізу потрібно контролювати фаціальним аналізом цих перерв.

Корисні копалини морських відкладів надзвичайно різноманітні і мають важливе економічне значення. У них розробляють залізорудні та манганові родовища різноманітних генетичних типів, стратиформні родовища міді, свинцю, цинку та багатьох інших, у тому числі рідкісних, радіоактивних і благородних металів, боксити, різноманітні розсипища. З морськими товщами пов'язані багатющі родовища гірничохімічної сировини – фосфоритів, солей, у тому числі калійних, сірки, горючих сланців, нафти і газу. Багато видів морських відкладів (вапняки, доломіти, трепели й опоки, піски й пісковики та ін.) самі є важливими видами сировини для будівельної, скляної, металургійної, хімічної та інших галузей промисловості.

21.3.4. Осади Чорного моря

Чорне море належить до водойм улоговинного типу і має, як зазначено вище, аномальну солоність та газовий режим. Тільки у північно-західній частині є велика шельфова площадка, в інших місцях її майже не виявлено. Глибини у морі досягають 2 240 м, у протоці Босфор, що з'єднує Чорне море через Мармурове із Середземним морем та океаном, глибини зменшуються до 30 м; ширина цієї протоки у найвужчому місці – лише 700 м. Солоність води – приблизно 18 ‰, надлишок опрісненої води через Босфор стікає у Мармурове море, а по дну протоки назустріч іде потік середземноморської води з солоністю 38 ‰. Важча середземноморська вода, досягаючи чорноморської улоговини, розтікається по ній, підвищуючи солоність води Чорного моря до 22 ‰. Оскільки важча вода міститься внизу, то вертикальне перемішування води (конвекційне) утруднене, тому кисень зникає у воді Чорного моря на глибині близько 150 м. З'являється сірководень, концентрація якого біля дна досягає 6 см³/л води. Він утворюється на дні під час анаеробного розкладання решток планктонних організмів, що падають з верхнього шару води. Своєрідний газовий режим зумовлює й своєрідне осадоутворення у всій глибоководній частині моря.

Прибережні осади не виявляють, природно, ознак ненормального газового режиму. Їхня відмінність від прибережних осадів морів

нормальної солоності полягає переважно в тому, що органічні рештки в них одноманітні.

В областях, де береги горбисті (у багатьох місцях узбережжя Кавказу і Криму), осади представлені гальковими нагромадженнями. Далі від берега галькові нагромадження замінені пісками та алевритовими мулами. Там, де гори відступають від берега, відкладаються дрібнозернисті піски. У тихих бухтах навіть біля берега утворюється тонкий глинистий осад. Місцями, особливо у мілкій північно-західній частині моря, у береговій зоні розвинуті черепашники та скупчення битих черепашок. Складені вони переважно черепашками небагатьох видів пластинчасто-зябрових молюсків.

Від поверхні й до глибини 20 м К. Петров (1960) виділив у Чорному морі низку умов:

- 1) ділянки кам'янистого берега, захищені від сильного хвилювання, однак періодично зволожені захлюпуванням хвиль; для них характерні зарості зелених водоростей;
- 2) полого опущені у глибину моря кам'яністі береги, відкриті для прибою; тут багаті зарості бурих і червоних водоростей;
- 3) ділянки дна, складені виходами корінних глинистих порід; для них особливо характерні молюски-каменеточильці;
- 4) ділянки дна, складені пісками; на пісках поширені досить різноманітні співтовариства молюсків; на подібних пісках на глибинах 10–12 м біоценоз змінюється.

На глибинах 5–17 м, а іноді й до 25 м, піски часто стають замуленими і це зумовлює появу в них дещо відмінного співтовариства молюсків. На глибинах 10–17 м іноді представлені черепашники з піщаним осадом або битий черепашковий детрит тощо.

У Чорному морі на глибинах 20–70 м з'являється порівняно тонкий, переважно глинистого складу осад, так званий *мідієвий мул*. У ньому 50–60 % припадає на частки до 0,01 мм, решта – на алевритовий та піщаний матеріал. Карбонатність осаду в середньому – 15 %.

Глибше 60–70 м з'являється інший глинистий осад, який називають *фазеоліновим мулом*. За механічним складом він ще тонший і часток 0,01 мм у ньому приблизно 80 %. Зростає і вміст тонкозернистого кальциту. З органічних решток у фазеоліновому мулі переважають черепашки молюсків *Modiola faseolina*, від яких мул і отримав назву. Характерно, що скупчення цієї черепашки приурочені до певних шарів, інші шари не містять решток донних організмів. Такий розподіл пов'язаний з коливанням рівня сірководневого зараження: коли він підвищувався, донне населення гинуло і нагромаджувався мул без органічних решток; коли рівень знижувався, розвивалась досить багата донна фауна.

Фазеоліновий мул поширений до глибин 180 м; нижче розташована зона панування глибоководних своєрідних мулів. Глибоководні осади Чорного моря вивчені А. Архангельським та М. Страховим (1938, 1961). Представлені вони переважно тонкими глинистими осадами. Найбільше поширені сірі *вапняково-глинисті мули*. Вони займають усю внутрішню частину чорноморської улоговини та в деяких місцях підходять досить близько до берега. Відсутність сучасних осадів на деяких ділянках берегів Кавказу і Криму пов'язана з їхнім оповзанням на схилах дна, які досягають іноді 12–14°.

Є декілька різновидів глибоководних вапняково-глинистих мулів. Відрізняються вони за механічним складом, вмістом вапна і характером шаруватості. Ближче до центру моря збільшується карбонатність. Тому найбагатші на вапно мули поширені в двох центральних найглибших ділянках моря. Їхня карбонатність змінюється від 50–70 %, тобто, по суті, це сучасні мергелі. Глиниста частина представлена гідролюдисто-монтморилонітовою асоціацією з домішкою каолініту і хлориту, карбонатна частина осадів – переважно кальцитом. Кальцит буває трьох видів: органогенний (черепашковий), грудкуватий (дрюїт) та пелітоморфний. Черепашковий карбонат має значення в мілководних і шельфових осадах, проте не відіграє суттєвої ролі у глибоководних, де переважають дрюїт і пелітоморфний карбонат. Для глибоководних мулів характерний гідротроїліт.

Головна особливість більшої частини глибоководних мулів – мікрошаруватість. Виражена вона в типових випадках багаторазовим чергуванням трьох шарів: вапнякового, глинистого і сапропелевого. Вапнякові шари (точніше, вапняково-глинисті) складаються з грудочок дрюїту, а сапропелеві (точніше, глинисто-сапропелеві) виділяються темним кольором. Шари частіше хвилясті, інколи розділені на лінзочки. Товщина шарів незначна – на 1 см сухої колонки осаду припадає 40–100 шарів.

Походження шаруватості пов'язане зі зміною умов за порами року. Навесні ріки виносять багато теригенного мулу. Грубший матеріал осідає біля берега, а тонкі часточки розносяться течіями і повільно опускаються на дно, утворюючи глинистий шар. Улітку у верхньому шарі води розвивається пишний світ планктонних організмів. Восени, коли вода вистигає, більша їхня частина гине і падає на дно. Розкладаючись в анаеробних умовах, ці рештки дають сапропелевий шар. Нарешті, узимку, коли теригенне осадонагромадження зводиться до мінімуму, тонкий карбонатний матеріал дає світліший шар переважно вапнякового складу.

Осадам Чорного моря властива й більша шаруватість, пов'язана зі зміною площі моря, поліпшенням сполучення з океаном тощо.

З'ясовано, що сучасний етап розвитку Чорного моря охоплює відрізок часу близько 2500 років.

Вивчення всіх перерахованих чинників дало змогу М. Страхову розробити метод з'ясування інтенсивності нагромадження різних складових частин осаду. Він отримав назву "метод абсолютних мас". Суть методу така: визначають кількість осаду або будь-якого компонента, що бере участь в осаді, у грамах на одиницю площі дна й одиницю часу. Застосування цього методу дало змогу визначити низку закономірностей, які до цього були поза увагою дослідників. Наприклад, виявили, що карбонат кальцію, залізо, манган та деякі інші речовини осаджуються більше в прибережній зоні і менше в більш віддалених від берега частинах. Такий же розподіл уламкового матеріалу. Закономірності розподілу карбонатного матеріалу та інших компонентів в осадах Чорного моря можна простежити і в багатьох інших водоймах сучасної епохи.

21.4. Фації, перехідні від континентальних до морських

Для цих фацій, що розташовані у прибережних частинах морів та океанів, охоплюють прилеглі до берегової лінії ділянки суші та водойм, яка часто змінюється в часі, характерні надзвичайна строкатість, часта мінливість у часі й просторі, поєднання морських і континентальних умов. До групи цих фацій передусім належить комплекс умов, які називають *прибережно-морськими* і часто розглядають у складі морських фацій. Деяко особливу та своєрідну групу прибережно-морських фацій становлять умови та відповідні їм відклади порізаних берегів, де формуються *лимани* і *лагуни*. Нарешті, третій великий фаціальний комплекс цієї групи фацій – *дельтові утворення*.

21.4.1. Прибережно-морські фації

Комплекс прибережно-морських фацій охоплює досить різноманітні умови та відклади. Перш за все сюди належить *літораль*, тобто *зона моря, розташована між рівнями найвищого припливу і найнижчого відпливу*. У сучасних морях різниця висот відпливу та припливу біля берегів досягає 3–6 м, а в деяких затоках і більше (Пенжинська затока Охотського моря – до 12,9 м, затока Фанді на Атлантичному узбережжі Канади – до 18 м).

До прибережно-морських належать і прилеглі до літоралі мілководні ділянки морів (*субліторалі*), де інтенсивно позначається діяльність прибережних хвилювань, прибою. У внутрішніх морях, де немає припливно-відпливних течій і літоральних умов, прибережно-морські відклади формуються власне в цій хвилеприбійній зоні. Прибережно-морські фації не обмежені тільки береговою лінією, тому що *надлітораль* або *супралітораль*, тобто безпосередньо прилеглі до неї ділянки суші, перебувають під активним впливом моря, осадовий матеріал часто надходить сюди морем, характер його осадження визначений активністю під час сильних штормів (утворення берегових валів). Важливе значення має наземна переробка прибережного матеріалу вітром (утворення дюн).

Отже, *прибережно-морські фації не мають чітких обмежень ні з континентального, ні з морського боку і поступово заміщені, відповідно, континентальними та мілководно-морськими утвореннями*. Їхня ширина в кожний конкретний момент порівняно невелика і змінюється від декількох метрів біля скелястих берегів до декількох кілометрів, рідше – 10–15 км, іноді до 25 км, біля дуже пологих. Однак у геологічних розрізах у разі послідовного переміщення берегової лінії прибережно-морські відклади займають значно більшу площу. Оскільки ці відклади ліпше зберігаються під час трансгресії, то вони часто залягають на континентальних або на розмитій поверхні підстильних утворень та перекриті мілководно-морськими відкладами.

Прибережно-морські умови мають складний та різноманітний характер і рельєф берегів та, відповідно, різноманітну і значну мінливість відкладів. Береги можуть бути крутими та пологими; порізані численними бухтами, шхерами та фіордами; вирівняними – практично прямолінійними; відкритими в море й ізольованими від нього островами, косами, насипами; абразивними й акумулятивними тощо. Абразивні береги круті, урвисті називають кліфом, пологі – бенчем.

Більше відомі акумулятивні береги, складені осадовими породами. Один з різновидів подібних берегів – узбережжя з вирівняним плоским рельєфом суші та прилеглої до неї частини дна моря, які розвиваються за значної амплітуди припливно-відпливних течій. Вони добре вивчені на узбережжях Північного моря, які називають *ватами*, на берегах Білого, Баренцового, Охотського й інших морів. Ширина ватів становить 8–15 км, іноді доходить до 20–25 км. Оскільки в цій зоні відбувається періодичне осушення, то для неї характерне змішування ознак наземного і морського режимів, багато світла, висока рухомість вод, різкі коливання температури і солоності вод, періодичний вплив атмосфери. Органічний світ тут багатий, однак відповідно до специфічних умов своєрідний. Тут проживають деякі гастроподи та пелециподи, краби, надзвичайно багато мікроорганізмів та різних мулоїдів.

Осади звичайно тонкозернисті – перешаровані, погано відсортовані дрібнозернисті піски, алеврити та глини, причому шаруватість неправильна, пологахвиляста, лінзоподібна з численними взаємними зрізаннями. Осади часто інтенсивно перероблені біотурбацією. Періодична дія припливів та відпливів зумовлює наявність перехрещених брижів течій та виразну бімодальність у розподілі їхніх простягань. З'ясовано, що швидкість, а отже, і енергія припливної течії, нижча, ніж відпливної. Це веде до утворення характерних поверхонь нашарування, які зрізають косу шаруватість підстильних осадів.

Своєрідний і розподіл осадів по площі. На найбільш віддаленому від моря й оберненому до суші боці, куди досягають лише найвищі припливи, формується смуга солоних озер (маршів), у яких тонкі мулисті осади чергуються з прошарками торфу і ґрунтами. Седиментація тут сповільнена, практично немає переробки осаду хвилями, у тому числі внаслідок закріплення їх рослинами. Нижче, вже в межах області, яку покривають звичайні припливи, де їхня енергія, однак, дуже незначна, розташовані мулисті осади, слабо перероблені хвилями й організмами, тут часте утворення водоростевих покривів; седиментація досить швидка. Ще нижче простягається зона піщаних або алевритово-піщаних осадів, яку досить активно переробляють хвилі та організми.

За тонкозернистою структурою осади цих зон нагадують деякі морські тонкозернисті відклади ділянок зі спокійною гідродинамікою. Принципові відмінності полягають у різноманітності текстур, які фіксують постійний і різнонапрявлений рух води, а також у значній біотурбації. Вся плоска рівнина берегів перерізна численними каналами – припливними жолобами, по яких відбувається стік води під час відпливу, самі канали нерідко заповнені піщаними осадами. Тут же нерідко формуються різноманітні акумулятивні, зумовлені припливними течіями, пасма.

Отже, на припливно-відпливних рівнинах формується фаціальний профіль, зворотний до загальної схеми осадової диференціації, – від суші до моря зернистість загалом збільшується. Однак це порушення – лише омана, тому що уламковий матеріал постачає не суша, а море і гідродинаміка, зумовлена припливно-відпливними течіями, слабшає від моря до суші, що й зумовлює такий розподіл матеріалу. У трансгресивних серіях під час просування припливно-відпливних низин на сушу зернистість у розрізі цих фаціальних зон зростає вгору, у разі відступу картина змінюється.

У тропічних та субтропічних гумідних зонах припливно-відпливні фації нерідко складені карбонатними осадами (породами). У цьому випадку за збереження загальних рис (текстури, морфології) є і важливі

особливості. Замість уламкових зерен тут широко розвинуті карбонатні пелети, ооліти та органігенний детрит, інші види карбонатних уламків (інтракласти), а також мікрозернисті осади (мікріти). У субаеральних умовах за частотої зміни геохімічних умов (за температурою, солоністю, значенням рН тощо) відбувається дуже швидка літифікація осаду часто завдяки високомагнезійному кальциту й арагоніту; його подрібнення в разі зневоднення, механічного впливу веде до появи тріщин висихання, брекчієподібності тощо. Досить широко розвинуті водоростеві покриви, що утворюють поширені по площі та досить потужні мати. У карбонатних відкладах припливно-відпливних рівнин фіксують нерідко специфічні порожнини. Одні з них пов'язані з нерівномірним наростанням водоростевих кірочок, інші – з розкладанням органічної речовини, яке веде до утворення газових пухирців, що зберігаються, однак, в осаді і не виходять з нього. Ті та інші мають субгоризонтальне, рідше – вертикальне розташування. Багато з цих порожнин пізніше були заповнені крупнокристалічним кальцитом і утворили так звану структуру пташиного ока, або очкову, коли в однорідній, найчастіше мікрозернистій основній масі виділяються окремі великі кристали.

Своєрідна фація надприпливної смуги простежена в аридній зоні уздовж сухих пустельних узбереж. Вона вивчена порівняно недавно й отримала назву *себкха*. Це прибережна рівнина, яка залягає вище рівня нормального припливу, проте покрита іноді морем за найвищих припливів та штормів. Її осади складені з піску, алевриту або глин, на поверхні вкриті сульфатно-сольовою кіркою. Уламковий матеріал надходить як з прилеглих ділянок моря і часто карбонатний за складом, так і з суші, звідки його переносить переважно вітер.

Сульфати та сіль утворюються внаслідок випаровування морської води, яка надходить сюди через капілярне підтягування та під час періодичних морських повеней.

Багато ділянок поверхні, які особливо часто заливає вода, покриті водоростевими матами. Склад та будова цих фацій добре вивчені на узбережжях Перської затоки, затоки Шарк в Австралії, а також з інших районів. Уламковий матеріал представлений кластичними та карбонатними пісками, часті тонкошаруваті та водоростеві доломіти, з евапоритів наявний гіпс, ангідрит, у молодих відкладах – арагоніт, рідше – кам'яна сіль. Сульфати є у вигляді ніздрюватих та нодулярних утворень, прожилків, частіше – великих пророслих кристалів. Часті тріщини висихання, нерідко заповнені ангідритом з покрівельних відкладів, деформації внаслідок вторинного мінералоутворення та інших причин, брекчіювання й інші подібні текстури. Фації припливно-відпливних рівнин (тайдаліти), як і фації себкхив, слугують досить тонким індикатором межі суші й моря в разі палеогеографічних досліджень.

Найбільш типові і поширені акумулятивне прибережне піщане утворення – *пляж*, який формується внаслідок переробки прибоєм уламкового матеріалу. Залежно від крутості берега пляж складений галькою, гравієм або, здебільшого, піском. Загалом, на відміну від припливно-відпливної зони, де домінують напрямлені течії, тут переважають хвилеподібні рухи.

Періодично сильні штормові хвилювання формують на деякій відстані від берега морфологічно виражені берегові вали або систему таких валів. Ці утворення, незважаючи на їхню рухомість, ефемерність, можуть зберігатися й у викопному стані. Формування подібних валів веде до появи різноманітних косошаруватих текстур – клиноподібних, перехресних. Звичайна також горизонтальна, пологохвиляста та лінзоподібна шаруватість. Текстури на поверхні шарів також досить різноманітні – брижі, струмкові жолоби, відбитки слідів птахів, наземних тварин тощо. Органічні рештки у пляжних відкладах наявні у вигляді уламків морських черепашок, часто сильно перетертих та обкатаних. Крім того, трапляються перебиті рештки наземної рослинності та наземних хребетних.

З віддаленням від берегової лінії в бік суші утворені морем пляжні піски зазнають переробки вітром, і утворюються дюни з текстурними й структурними особливостями, характерними вже для еолових утворень. Однак їхній зв'язок тісний з морськими відкладами, формування з утвореного морем осадового матеріалу, нерідкісне перекриття мілководними морськими осадами дає змогу розглядати їх у групі прибережно-морських фацій.

Перекриті морем прибережно-морські осади безпосередньо біля берегової лінії практично не відрізняються від пляжних, проте з віддаленням від неї стають тоншими. У них міститься значно більше флори та фауни, причому пристосованої до життя в умовах інтенсивного хвилювання – великі ребристі товстостінні пелециподи, форми, що накопуються, мулоїди тощо – нерідко у вигляді цілих черепашок.

У випадку захищених від хвилювання берегів, за значної порізаності їх бухтами, затоками, фіордами, прибережні відклади представлені переважно тонкозернистими, гірше відсортованими алевритово-глинистими осадами. Природно змінюється тут і фауна – це тонкостінні пелециподи і гастроподи, зазвичай, евригалінні, різні мулоїди та ін.

21.4.2. Лагунні й лиманні фації

Крім берегів, що їх омивають безпосередньо води моря чи океану, є береги лагунного та лиманного типу, де на деякій відстані від них розташована система підводних або надводних кіс, насипів, барів, які

випрямляють нерівності корінного берега – бухти, затоки, миси та ін. Унаслідок цього внутрішні корінні береги значно розчленовані, зовнішні порівняно прямолінійні. Формування таких берегів зумовлене двома обставинами. По-перше, за виступами берега (мисами, зовнішніми вигинами гирла, заток, естуаріїв та ін.) унаслідок рефракції зменшується енергія уздовжберегових течій, і уламки, перенесені ними, починають осідати, утворюючи спочатку підводний, а потім і надводний акумулятивний вал – *косу*. Розростаючись, така коса поєднує обидва береги затоки або два миси, що обмежують затоку, і утворюється *насип*. По-друге, під час руху в поперечному до берега напрямі хвилі на якійсь відстані від нього втрачають швидкість і транспортувальну здатність; матеріал, який вони переносять, відкладається, утворюючи спочатку підводні, а потім акумулятивні форми, що виступають над рівнем моря, – *бари*.

Коси, насипи і бари незначно височіють над рівнем моря. У сильні шторми хвилі можуть перекочуватися через них, у звичайний час на їхній поверхні з'являються дюнні утворення. У розрізі насипи і бари мають лінзоподібну будову з плоскою основою та випуклою поверхнею, масивні та косошаруваті текстури і складені порівняно грубозернистим та гірше сортованим матеріалом, ніж осади відкритого моря.

Усі ці акумулятивні утворення відокремлюють від моря порівняно вузьку водойму, яка примикає до берега. Ця водойма або пов'язана з морем рідкісними протоками, або повністю відокремлена від нього, і морська вода потрапляє сюди лише під час сильних штормів, коли хвилі перекочуються через низькі бар'єрні острови, або внаслідок фільтрації через перемичку. З огляду на більшу або меншу ізоляцію ця частина моря змінює солоність і перетворюється в *лагуну*. Розміри уздовжберегових лагун надзвичайно різноманітні. Поряд з невеликими в сучасних умовах відомі дуже витягнуті, хоча й порівняно вузькі лагуни. Наприклад, Куршська затока (лагуна) на Балтійському узбережжі має довжину 93 км, ширину до 44 км і площу 1 619 км² за максимальної глибини до 6,5 м. Ширина Куршської коси, що ізолює цю лагуну, змінюється від 0,3 до 3,6 км. Величезна система лагун простягається вздовж узбережжя Мексиканської затоки на відстань 1 200 км за ширини не більше 20–40 км. Бар'єрними островами та лагунами за ними обмежені 13 % сучасних берегів. Однак, незважаючи на великі розміри, час існування лагун невеликий. Вони швидко зазнають заповнення осадами або зникають перешийки і лагуна знову замінюється морем. З огляду на недовговічність самої лагуни характер осадів по площі і в розрізі швидко змінюється. Можливі також неодноразові відновлення лагунних умов приблизно в межах тих же площ. Наприклад, Кара-Богаз-Гол – затока Каспійського моря з осадами каспійськоморського

типу – чотири рази перетворювалась у різко засолонену лагуну, де осідали легкорозчинні солі. Сучасний поверхневий соляний шар (галіт, епсоміт, астраханіт) почав формуватися з 1939 р. і його потужність іноді досягає 3,8 м (дані 1958–1959 рр.).

За характером умов та осадів близькими до лагун є лимани. Та якщо лагуни відокремлені від моря і звичайно витягнуті уздовж берегової лінії, то *лимани* утворюються в разі затоплення морем частини річкової долини і, зазвичай, розташовані перпендикулярно до берега.

Найважливіша специфіка лагун – відмінна від морської солоність. У гумідному кліматі та в разі впадіння в лагуну річок, які постійно постачають прісну воду, лагуна зазнає опріснення, осаджуються тонкозернисті осади – глини, алеврити, дрібнозернисті піски. Осади відрізняються поганою відсортованістю, тонкошаруватими текстурами, що часто порушені біотурбацією і кореневою системою рослин. Карбонатні відклади не характерні і представлені переважно черепашниками.

В аридному кліматі, коли випаровування значно перевищує надходження морських вод, лагуни, навпаки, засолонюються й у них утворюється доломіт і високомагнезійний кальцит (лагуна Куронг в Австралії). Класичний приклад екстрасолоної лагуни – добре відома затока Кара-Богаз-Гол, солоність якої до перекриття греблею становила 30–32 % і де осаджувався мірабіліт, астраханіт, епсоміт, галіт.

На прикладі подібних лагун К. Оксеніус сформулював головні принципи так званої *барової гіпотези осадження солей*. Головне положення – осідання солі з насичених розчинів у напівізольованій водоймі з активним випаровуванням за постійного підтікання нових порцій морської води – виявилось правильним, хоч порівняно невеликі розміри лагун, короткий час їхнього існування зумовлюють утворення дрібних та малопотужних сольових пачок.

Оскільки сольовий режим лагун відхиляється від нормального морського, то змінюється і фауна – вона стає одноманітною, хоч інколи фіксують і масові її скупчення, переважають евригалінні форми та організми, які пристосувалися жити за нестачі кисню – деякі групи пелециподів, гастроподів, остракодів, червів тощо. Для багатьох організмів характерна також сильна мінливість окремих видів, збільшення у розмірах тощо. За невеликої видової різноманітності нерідко простежується масовий розвиток окремих груп.

Численні лагуни біологічно дуже продуктивні, їхні осади збагачені органічною речовиною. У деяких випадках тут активно розвивається рослинність. В опріснених лагунах гумідної зони нерідко пишно розвиваються вищі водорості, рослини, які можуть існувати в солоній і

солонуватій воді, типу мангрової рослинності сучасних тропічних узбереж. У цьому разі лагуни заболочуються, з'являється торф. Численні вугленосні поклади в паралічних вугленосних товщах формувалися в давніх прибережних лагунах. В інших лагунах, у тому числі й високо-солоних, живуть (часто у значних кількостях) планктонні організми. У сучасних лагунах фіксують пишне цвітіння фітопланктону, періодичний розвиток мікроскопічних раків – артемій. За наявності спрямованих у лагуну течій сюди з моря втягується багато планктону.

Спокійна гідродинаміка, відсутність течій і хвилювань зумовлюють слабе надходження в природні шари води кисню, що сприяє виникненню відновних умов і збереженню осілої органічної речовини, яка часто збагачує відклади лагун і має сапропелевий характер. Наприклад, у чорноморських лиманах вміст органічної речовини в осадах становить 5–6 %, у венесуельській лагуні Маракаїбо він дорівнює 5,2–6,6 %, а місцями підвищується до 7,7 %. Водночас загальні об'єми подібних відкладів, як і загалом лагунних утворень, надзвичайно незначні.

Отже, у разі виділення давніх лагунних і лиманних утворень, поряд із зазначеними вище літологічними та фауністичними особливостями відкладів, обов'язково потрібно враховувати і їхні закономірні фаціальні співвідношення – перехід, з одного боку, у континентальні (наземні або в деяких місцях алювіальні), а з іншого, – обов'язково в морські, причому самі лагунні комплекси є лише вузькою смужкою щодо малопотужних відкладів на межі двох основних обстановок. Вони залягають на морських або алювіальних відкладах (у випадках лиманів), перекриті або морськими (у разі трансгресії), або континентальними (у випадку регресії) відкладами. Можливе циклічне перешарування лагунних осадів з морськими й континентальними. Для повної характеристики необхідно також з'ясувати і наявність екрана, який зумовлює їхню появу – барів, пересипів тощо.

21.4.3. Дельтові фації

Дельта – це ділянка відкладення осадів, що їх виносить річка, вона розташована в гирлі при впадінні ріки в море (або озеро). У загальному вигляді для неї характерна трикутна, віялоподібна в плані форма, що нагадує грецьку літеру Δ (звідки й походить назва). Цей термін уперше використано для гирлової частини Нілу ще давньогрецьким істориком Геродотом. Важливе екологічне значення дельт, з відкладами яких пов'язані найбільші родовища вугілля, нафти й газу, зумовили спеціальне їхнє вивчення.

Утворення дельти зумовлене поєднанням двох головних чинників – винесення річками значних мас уламкового матеріалу і його переробки морськими хвилюваннями та течіями. Вона формується в тому випадку, коли річка постачає уламкового матеріалу більше, ніж за цей же час може переробити та винести з узбережжя море. Середня мутність або концентрація суспензій сучасних річок, за даними О. Лісіцина (1974, 1988), становить 360 мг/л, а в деяких ріках значно більше: у Гангу – 1 200, Інду – 2 448, Хуанхе – 14 975 мг/л. Середні ж концентрації суспензій у водах на шельфі дорівнюють лише 1–10 мг/л, тобто більша частина твердої речовини осідає на межі ріка–море. Аналогічні дані отримані й для окремих річок. Наприклад, за даними В. Гордеева (1983), у р. Дон на відстані 6 км до гирла швидкість течії зменшується з 110 до 5 м/с, а концентрація суспензії – з 161 до 21 мг/л; у цьому разі повністю осаджується фракція понад 100 мкм.

Крім осадження уламкового матеріалу, на контакті прісних та соляних вод відбувається масова коагуляція колоїдної речовини, флокуляція і випадіння пластівців, що виникли, в осад. Загалом у дельтах осідає 70–90 % суспензій, 80–95 % розчиненого заліза, багато міді, алюмінію та інших компонентів. Усе це веде до дуже високих – “ураганних” – швидкостей нагромадження осадів – 100–1 000 мм/млн років, а в деяких випадках (р. Менам у Сіамській затоці) – понад 30 000 мм/млн років. Тому дельти є першим глобальним рівнем “лавинної седиментації”, де осаджується, причому з величезною швидкістю, головна маса осадового матеріалу, яка надходить з континентів у Світовий океан (О. Лісіцин, 1981, 1988). Зокрема, об’єм відкладів дельти й підводного конуса Гангу–Брахмапутри досягає 5 млн км³, а максимальна потужність – 16 км (за тривалості формування 20 млн років), Нілу – 387 млн км³ за середньої потужності 1,98 км (за 5 млн років). Настільки ж великі потужності дельтових відкладів інших річок, які впадають в океан (Амазонка – 12, Міссісіпі – 15–18, Інд – 10, Нігер – 9–12 км). Потужності дельтового комплексу платформних рік, які впадають у мілководні басейни, суттєво нижчі, хоча, враховуючи короткий час їхнього існування, абсолютні швидкості також досить високі. Наприклад, у дельті Волги за четвертинний час нагромаджувались бакинські відклади потужністю 57 м, хазарські – 46, хвалинські – 11 м.

Розміри сучасних дельт великих рік досить значні. Тільки наземна площа дельти Волги досягає 13 тис. км², Нілу – 22–24, Лени – 28,5, Міссісіпі – 32, Іраваді – 30–48, Меконг – 70, Гангу–Брахмапутри – 80–100 тис. км². У багатьох випадках просторове положення дельт навіть за порівняно нетривалі відрізки часу не є постійним. У разі зміни положення русла ріки утворюється нова дельта і загальна пло-

ща дельтових осадів виявляється величезною. Наприклад, за останні 4 тис. років відбулося 20 переміщень русла р. Хуанхе, причому розмах коливань перевищував 800 км і були періоди, коли вона утворювала спільну з р. Янцзи (Чанцзян) дельту. Тому Велика Китайська рівнина, яка є алювіально-дельтовим утворенням цих річок, має площу понад 250 тис. км². Неодноразово змінювалось положення дельти р. Міссісіпі.

Схематично формування дельти можна уявити так. У місці впадіння ріки в море (або озеро) швидкість її течії різко зменшується, матеріал, який вона несе, осаджується й утворюється акумулятивна ділянка осадів, яка залягає на морських відкладах і з часом заповнює водойму практично до рівня водного дзеркала. Оскільки море не встигає зруйнувати цю лінзу, то надалі ріка тече вже по ній, її поверхня виходить вище рівня води і покривається наземними, переважно річковими відкладами, а головна частина уламкового матеріалу, перенесеного рікою, відкладається на оберненому до моря схилі утвореної раніше лінзи та прилеглої до неї частини морського дна. Унаслідок цього гирло міліє, а потім і відступає, причому з часом дельта зростає вперед, часто зі значною швидкістю: *Меконг* – 60–100 м/рік, *Miccicini* – 85–100, *Хуанхе* – до 290 м/рік. Наприклад, на місці давніх дельт рік Тигру та Єфрату виникла Месопотамська низовина площею понад 1 млн км².

Протяжність дельт (Волги – 170 км, Нілу – 260, Іраваді – 300, Гангу – понад 500 км) значно більша від їхньої потужності, тому, незважаючи на те, що осадоутворення на оберненому до моря боці дельти відбувається на початково горизонтальній поверхні, кути падіння дуже невеликі. Тому розглянуте вище уявлення про дельту як серію лінз, заміщених одна щодо одної, значно перебільшене і нахилені межі пологі. З огляду на подібний механізм утворення в межах нижньої течії рік, дельтах та прилеглих частинах моря виділяють низку геоморфологічних та одночасно фаціальних елементів: *зону нижньої течії ріки, плоску і дуже слабо нахилену до моря зону наземної дельти, настільки ж пологі її підводне продовження (підводну частину, або авандельту), порівняно крутий морський схил авандельти і, нарешті, власне морське глибше водоймище.*

Площі підводної частини дельт, зазвичай, навіть більші, ніж надводних. Авандельти багатьох рік-гігантів (Амазонки, Гангу і Брахмапутри, Нілу та ін.) майже зливаються з підводними конусами винесення на континентальних схилах і підніжжях. Зокрема, авандельта і підводний конус системи Ганг–Брахмапутра має довжину приблизно 3 тис. км, ширину – 1 тис. км і загальну площу понад 2 тис. км².

На характер дельти та її відкладів впливають рельєф дна водойми, тектонічні рухи, клімат, переважання руслових, хвильових чи при-

пливно-відпливних течій і кількість принесеного матеріалу. У випадках значних глибин пригирлової частини моря, високих швидкостей прогинання, наявності потужних морських течій та порівняно незначного твердого стоку дельти не утворюються зовсім, а ріки закінчуються естуаріями, або лиманами, – вузькими лійкоподібними відкритими в бік моря затоками з комплексом осадів, характерних для прибережно-морських, різко опріснених умов. Наприклад, у р. Амур унаслідок голоценової трансгресії четвертинна дельта виявилася затопленою морем, і нині її гирло закінчується лиманом. Навпаки, у системі річок Ганг–Брахмапутра, незважаючи на потужні припливи, висота яких досягає 7 м, величезна кількість, принесеної твердої речовини (2 177 млн т/рік), зумовлює формування потужної дельти.

У разі впадіння ріки в морський басейн, який є глибоким і водночас прогинається, як у р. Міссісіпі, уламковий матеріал повністю не розноситься, проте й не встигає цілком заповнити пригирлову глибоку частину водойми та компенсувати прогинання. Він утворює окремі потужні смуги, які входять далеко вглиб водойми. З часом частину простору між ними заповнює осад, проте і самі смуги висуваються далі в море. Дельту подібної морфології американські дослідники образно називають “пташиною лапою”, у радянській літературі вони отримали назву лопатевих. Для дельт цього типу більше, ніж для інших, характерні порівняно круті звали глибин.

Якщо ріка впадає в мілку водойму і, до того ж, з прибережною частиною, яка тектонічно стабільна або піднімається, то швидкість її течії у пониззі дуже невелика. Ріка розпадається на окремі численні протоки з малою денудаційною здатністю, і навіть за не дуже суттєвого твердого стоку (у *Волги* стік усього 25,0–25,5 млн т/рік, що вдвічі менше від твердого стоку *Амуру* – 52 млн т/рік) формується велика, дуже плоска, з класичною трикутною формою дельта, звал глибин на морському боці якої виражений дуже слабо.

Незважаючи на різницю розмірів і типів дельт, у будові й складі їхніх відкладів є низка спільних моментів. Зазвичай, їм властиві порівняно тонкозернисті піщано-глинисті осади. Грубий уламковий матеріал є лише в дельтах гірських рік і розвинений, особливо у викопному стані, досить обмежено. Для дельт характерна також велика строкатість умов та швидка зміна характеру відкладів по простяганню та в розрізі. У наземній частині дельти виділяють декілька умов. Перш за все, це власне русла, численні канали зі спрямованою течією води, у яких нагромаджуються осади, які практично не відрізняються від алювіальних: руслових дрібно- і середньозернистих пісків або алевритів, порівняно добре відсортованих, часто з косою шаруватістю, брижами течії. За-

звичай, ці утворення врізані у підстильні осади. Між протоками розташована велика заплава, яку періодично під час повеней заливає вода, з численними мілководними озерами. Тут відкладаються тонкозернисті, погано відсортовані алевритово-глинисті осади, іноді утворюється тонка, горизонтальна, а частіше неправильна пологохвиляста шаруватість. За умов гумідного клімату багато озер заболочується, утворюються великі болотисті низини (марші в тому числі), формуються лінзи та пласти торфу. У засушливому кліматі, навпаки, багато озер засолонюється, у дельтових комплексах з'являються лінзи карбонатних порід і навіть більш розчинних солей. Відмінність комплексу відкладів надводної дельти від алювіального полягає перш за все в наявності не одного великого, а цілої серії дрібніших русел, які розходяться віялоподібно, і, як наслідок, повільнішої течії та більшої дрібнозернистості і гіршого сортування уламкового матеріалу.

В авандельтах підводним продовженням наземних русел є борозни, чіткіше виражені у внутрішній частині, яка примикає до суші, і менше – на її зовнішньому морському боці. Їхні осади більш тонкозернисті й менш сортовані, ніж у наземних руслах і з віддаленням від берегової лінії їхнє ерозійне залягання змінене акумулятивним, коли водний потік локалізується серед принесених ним же осадів, що утворюють косошаруваті підводні прируслові вали. На більшій частині авандельти поширені тонкозернисті алевритово-глинисті, погано сортовані осади з горизонтальною шаруватістю, а іноді й брижами.

Осади зовнішнього схилу авандельти та прилеглої частини моря можуть бути різними. Якщо схил порівняно крутий, а прилегла частина моря глибока, то хвилювання можуть вимивати тонкі фракції, і тут залишаються досить добре відсортовані й порівняно крупнозернисті осади, які мають віялоподібне та первинно нахилене залягання. Тонкий же матеріал зноситься в море, і осади, що формуються на відносній глибині у спокійних умовах, тонкозернисті, тонко- і правильношаруваті. На пологому дні в мілководних умовах активних уздовжберегових течій тонкозернисті утворення дельти, навпаки, можуть бути змінені грубшими, перемитими морем, осадами.

Для розрізу дельтового комплексу загалом характерне збільшення зернистості вгору по розрізу, пов'язане з просуванням дельт у море та зміною морських умов авандельтовими, а потім надводнодельтовими субаеральними. У деталях же розріз складніший і є рядом циклітів, формування яких значно зумовлене міграцією проток і дельт загалом. Це зумовлює численні зрізання і незгідності, неповноту циклітів. У розрізах русел та проток зернистість, навпаки, зменшується в напрямі догори.

Органічні рештки в дельтових відкладах специфічні. У надводній частині часто багаті, аж до утворення вугілля, різноманітні рослинні рештки, принесені річкою, особливо під час повеней, та рослин, що ростуть тут. Рештки прісноводних або наземних тваринних організмів рідкісніші, проте іноді трапляються справжні “кладовища” наземних ссавців. В авандельтах поряд зі зменшенням кількості принесених наземних рослинних решток з’являються спочатку солонуватоводна, а потім і морська фауна. Загалом біологічна активність у дельтовій зоні дуже велика, за даними Ю. Одума (1975), у 20 разів вища від середньої продуктивності морів та океанів і в 10 разів – від багатих на життя прибережних вод. Тому дельтові фації збагачені органічною речовиною.

У разі виділення та вивчення викопних дельтових комплексів важливе діагностичне значення, поряд з літологічними особливостями, має дослідження форми осадових тіл, їхнього взаємовідношення один до одного та фаціальних змін. Сюди, перш за все, належить визначення вузьких смугастих зон пісковиків, врізаних у підстильні відклади в межах наземної частини дельт і акумульованих у її підводній частині. Важливе також з’ясування фаціального заміщення цього комплексу алювіальними утвореннями, з одного боку, і басейновими, – з іншого, і, нарешті, характерна зміна фаціальних умов у розрізі від морських через авандельтові до наземних.

Корисні копалини фацій, перехідних від суші до моря, досить різноманітні. У прибережно-морських та дельтових відкладах відомі різноманітні розсипища, родовища заліза, іноді мангану і бокситів, міді (типу мідистих пісковиків). У лагунних та дельтових утвореннях є вугілля, рідше горючі сланці, різноманітні солі, в тому числі досить рідкісні, типу епсоміту, астраханіту, глаубериту. Піщані прибережно-морські та дельтові відклади часто містять нафту і газ, причому тут нерідко формуються не лише структурні, а й літологічні та палеогеоморфологічні поклади.

21.5. Формації осадових порід, визначення, головні ознаки, класифікація

Поняття про формації осадових та інших порід, їхня класифікація та виділення серед осадових товщ досі є причиною гострої дискусії між літологами, стратиграфами, петрографами тощо. Сьогодні існує декілька десятків визначень поняття формація, які в багатьох випадках є взаємовиключними. Хто ввів цей термін (цитуємо за Я. Кульчицьким,

1973), невідомо. У геологічній літературі (М. Неймайр, 1902) часто трапляється помилкове твердження, що термін “формація” вперше вжитий 1762 р.Г. Фюкселем у праці, присвяченій геологічним дослідженням Північної Тюрингії. Вжиті слова “*serien montana*” Г. Фюкселя в одній з праць К. Ціттеля були перекладені як формація (від лат. *formatio* – утворення). Сам Г. Фюксель цим терміном не користувався, хоч нині такі відомі геологи, як В. Хаїн (1983), вважають його одним з перших авторів цього терміна.

У 1781 р. А. Вернер спробував створити універсальну стратиграфічну схему, у якій різні типи гірських порід однакового петрографічного складу (*Gebirgsarten*), які можуть повторюватися в різні геологічні епохи, називав формаціями. На думку А. Вернера, усі породи, що перебивають одна одну, утворилися в різний час із вод Світового океану. Шаруваті осадові та кристалічні товщі залежно від петрографічного складу він розділив на чотири комплекси формацій, які відповідали періодам історії геологічного розвитку Землі. За А. Вернером, такі формації, як граувакова, сланцева, вапниста, гранітна та інші, повторювалися в різні геологічні епохи. Звідси він припустив можливість утворення різних порід в один і той же час і вважав, що однакові породи можуть мати різний вік. Отже, термін формація в розумінні А. Вернера відображає також фаціальну мінливість нештунічних утворень.

У першій половині ХІХ ст. факт літологічної мінливості одновікових відкладів зафіксований у працях багатьох натуралістів, проте всебічно і повно його розкрив А. Гресслі. У праці науковця 1838 р. забутий термін “фація” відродився і набув нового змісту. Під фаціями вчений розумів сукупність певних петрографічних ознак, нашарування певних відкладів, а умови утворення фацій він описував, використовуючи принцип актуалізму, тобто порівнював їх з сучасними морськими водоймами. Виділяючи окремі фації, він описав коралову фацію, фацію мулу, пелагічну і субпелагічну, намівних утворень і, врешті, зазначив про доцільність фації океанічної.

Хоча праці А. Гресслі додали ясності в поняття фації, у другій половині ХІХ ст. терміни фація і формація нерідко вживали як синоніми. Завдяки, однак, класичним працям Е. Ренев’є і Й. Вальтера ці поняття стали зрозумілими, і нині ніхто з дослідників не допускає подібного дуалізму.

Історично-генетичне розуміння осадових формацій (В. Хаїн, 1983) започатковане в працях французького геолога М. Бертрана наприкінці ХІХ ст., у яких визначено їхню закономірну послідовність у геосинкліналях. Повного розвитку вчення про формації набуло в СРСР, починаю-

чи з 30–40-х років ХХ ст. у працях В. Попова, М. Вассоевича, М. Шатського, М. Страхова, а також В. Белоусова, Л. Рухіна, М. Хераскова, В. Хаїна. Учені намітили декілька напрямів у виділенні та класифікації формацій: 1) фаціальньо-палеогеографічний (В. Попов, М. Страхов, Л. Рухін); 2) історико-генетичний (М. Вассоевич, В. Белоусов, В. Хаїн); 3) “парагенетичний” (М. Шатський, М. Херасков). За першим підходом формації – це, перш за все, комплекси фацій, а головним чинником їхнього відокремлення вважають фізико-географічні умови; за другого підходу наголошують на провідній ролі тектонічного режиму в утворенні тих чи інших формацій; за третього підходу формації розглядають як поєднання окремих певних типів гірських порід, абстрагуючись від умов їхнього утворення (генезису). Отже, історично виникло три різні розуміння терміна формація: 1) стратиграфічне, 2) літологічне, 3) літогенетичне.

Наприклад, за М. Логвиненком (1984), формація – це “парагенетичні співтовариства фацій (порід), більш-менш стійких у часі й просторі”. Формації, за цим же автором, виникають у разі певного тектонічного режиму в певних ландшафтно-кліматичних умовах. Геотектонічний режим є головним початком, тому формації зручно класифікувати за геотектонічним принципом. За цим принципом виділяють *геосинклінальні, перехідні та морські формації*.

За В. Хаїним (1983), перевагу віддають *літогенетичному розумінню* терміна формація (геогенерація), під яким розуміють “великі, природно відособлені (з різкою зміною складу порід, перервами, незгідністю) комплекси осадових гірських порід (фацій, генетичних типів), пов’язаних певною спільністю умов утворення і відповідних певним стадіям розвитку структурних елементів земної кори (платформ, зовнішніх і внутрішніх зон геосинкліналей, орогенів, океанічних плит, серединно-океанічних хребтів)”.

Прихильники *парагенетичного напряму* розглядають формації як “натуральні співдружності, комплекси, натуральні парагенезиси гірських порід” (М. Шатський, 1964–1965, цитуємо за Я. Кульчицьким, 1973), що близько до наведеного вище визначення М. Логвиненка.

У західній літературі аналогічного поняття (у прямому розумінні) нема. В американській та деяких інших літературах термін “формація” використовують для визначення літостратиграфічних підрозділів, які приблизно відповідають нашим світам. Останнім часом в англо- та франкомовній літературі в близькому змісті до визначення В. Хаїна застосовують термін “*assemblage*”.

Отже, ми віддаємо перевагу літогенетичному розумінню формації, тим більше, що останнім часом простежується тенденція до об’єднання

двох напрямів – палеогеографічного та палеотектонічного, з огляду на актуалістичне трактування палеотектонічних умов. Спеціалізованим напрямом є фаціально-циклічний (Ю. Жемчужников) або літолого-циклічний аналіз, який застосовують до формацій, що мають чітко виразну циклічність.

Останніми десятиріччями успіхи у вивченні океанів, особливо глибоководне буріння, дали змогу розпочати вивчення океанічних формацій (П. Безруков, І. Мурдмаа, 1971) та підняти вчення про формації на глобальний рівень.

Головними ознаками осадових формацій, за В. Хаїним (1983), є: 1) набір головних осадових порід, що їх утворюють, та фацій і генетичних типів, що їм відповідають; 2) характер перешарування цих порід у вертикальному розрізі, особливо їхня циклічна будова; 3) форма тіла формації (площа поширення, потужність). Крім того, беруть до уваги: 4) другорядні за значенням в об'ємі формації, проте важливі умови її утворення; 5) переважне забарвлення (сіроколірні, червоноколірні, строкатоколірні), яке також дає певну генетичну інформацію; 6) ступінь діагенетичних, катагенетичних та початково метаморфічних змін, які відображають тектонічний режим (інтенсивність занурення, геотермічний градієнт).

Назви осадовим формаціям звичайно дають за літологічними компонентами, які переважають (піщано-глиниста, мергельно-вапнякова), з одночасним зазначенням фізико-географічних умов утворення (морська епіконтинентальна, лагунна та ін.). Однак за багатьма формаціями закріпилися назви, дані за характерними, проте акцесорними компонентами, наприклад, вугленосна або глауконітова, пов'язана з особливими фізичними властивостями (фліш – від нім. *Fliessen* – текти, властивість давати рухомі осипи; моласа – від фран. *Mol* – м'який, властивість легко піддаватися обробці).

Головні чинники осадових формацій такі: 1) загальний характер тектонічного режиму областей розмивання і нагромадження; 2) кліматичні умови (температура, вологість, їхній розподіл по сезонах) обох областей; 3) положення області нагромадження щодо рівня океану або замкнутої водойми (місцевого базису ерозії); 4) склад порід та характер їхнього звітрювання; 5) інтенсивність і характер вулканізму в області знесення (розмір привнесення вулканічного матеріалу та його склад). Чергування порід у складі формації залежить від періодичної зміни чинників 1, 3, 5, тобто від зміни співвідношення швидкості підняття в області розмивання та швидкості опускання в області нагромадження, евстатичних коливань рівня океану або замкнутого водоймища, варіацій

в інтенсивності вулканізму. У певних умовах суттєву роль можуть відігравати додаткові чинники, зокрема, періодичне надходження матеріалу з шельфу завдяки діяльності каламутних потоків, що нерідко стимульоване сейсмічними поштовхами, або зміна циркуляції донних течій.

Загальний розподіл формацій по поверхні Землі визначений тим чи іншим сполученням тектонічної зональності з кліматичною зональністю, причому друга створює в межах континенту і, частково, океанів ніби загальний фон (звідси термін фонові асоціації В. Цейслера, 1977), деталі на якому вже визначені тектонікою, яка створює дрібнішу зональність.

Формації класифікують перш за все за основними структурними елементами (геоструктурними зонами) земної кори та за стадіями їхнього розвитку. У межах тектонічного циклу однієї й тієї ж геоструктурної зони утворюються *вертикальні формаційні ряди*, формації різних геоструктурних зон, які відповідають одній і тій же стадії, – *латеральні формаційні ряди*. Ще однією класифікаційною ознакою слугує кліматичний режим (аридний, гумідний, нівальний), який має, однак, головне значення для континентальних і мілководних формацій.

Класифікація за чотирма ознаками (тектонічний режим, фізико-географічні умови, кліматичний режим, стадії розвитку) запропонована В. Хаїном (табл. 21.1). Однак групування формацій можна проводити й за іншими ознаками, або в разі надання переважного значення не тектоніці, а фізико-географічним умовам або клімату з розділенням їх, наприклад, на континентальні, лагунні, морські, океанічні або сіроколірні, червоноколірні тощо.

Услід за М. Шатським (1964), серед теригенних формацій доцільно виділяти алохтонні (ліпше, алотигенні), утворені з уламкового матеріалу, який надійшов з іншої за тектонічною природою області, ніж область нагромадження, – наприклад, з орогену на платформу, з континенту в межі океанічного ложа.

Особливим напрямом у вивченні осадових формацій є виділення і класифікація формацій, які вміщують промислові концентрації певних видів осадових корисних копалин. Започатковано цей важливий напрям М. Шатським. У цьому аспекті в колишньому СРСР вивчено вугленосні (Г. Крашенінніков, П. Тимофеев), залізорудні (Г. Момджі), соленосні, фосфоритоносні (М. Шатський), нафтоносні та деякі інші формації. У нашій країні триває вивчення формацій та інженерно-геологічне районування територій, складено відповідні карти.

Послідовність операцій у ході вивчення формацій така. Перш за все, у розрізі вивчають товщі порід, які відрізняються за літологічним складом і більш-менш чітко відокремлені одна від одної поверхнями

порівняно різкої зміни порід, досить часто – стратиграфічної перерви або незгідності. Потім вивчають набір головних і другорядних порід, які утворюють формацію (*парагенетичний аналіз*). Одночасно розглядають закономірності в чергуванні порід, тобто циклічність, будову формації, зі з'ясуванням послідовності порід у вертикальному розрізі і середньої потужності циклітів (*літолого-циклічний аналіз*).

Третя операція полягає у з'ясуванні фаціальної природи, умов утворення кожного з головних та другорядних типів порід, які утворюють формацію, і їхніх сполучень у розрізі (*фаціально-циклічний аналіз*), тобто генетичних типів відкладів, а також у визначенні загальних фізико-географічних умов, типу ландшафту і, зокрема, кліматичної зони, у межах якої відбувалося нагромадження формації.

Нарешті, четверта фаза формаційного аналізу передбачає визначення тектонічного режиму часу і місця утворення формації, тобто її відповідності тій чи іншій стадії розвитку однієї з головних структурних зон земної кори (*формаційно-тектонічний аналіз*). У цьому разі одним з найбільш характерних параметрів формації є швидкість нагромадження осадів, які її утворюють, що вимірюють метрами за мільйон років.

Як у третю, так і, особливо, в четверту фазу необхідним елементом дослідження вивчення латеральних (топологічних, хорологічних) та вертикальних (історичних, хронологічних) співвідношень цієї формації з суміжними формаціями, її положення в їхніх латеральних і вертикальних рядах. Без такого аналізу практично неможливе правильне розуміння ландшафтної і тектонічної природи формації, яку розглядають. І тільки після завершення всього наміченого циклу досліджень можна говорити про осадову формацію як про генетичну одиницю вищого рангу, як про геогенерацію (термін М. Вассоєвича, 1983).

Масштабність (розмірність) формації дослідники розуміють по-різному, і як формації виділяють сполучення порід (фацій) різного об'єму. Однак якщо підходити з позицій запропонованого вище визначення, що охоплює відповідність певної стадії розвитку однієї з головних геоструктурних зон земної кори, формації повинні бути досить великими товщами осадових порід, що нагромадилися протягом декількох десятків мільйонів років. Звідси випливає, що за стратиграфічним об'ємом формації повинні відповідати швидше серіям, ніж окремим свитам (наприклад, майкопська серія Кавказу), а за потужністю досягати тисяч метрів на платформах. За такого об'єму не обов'язково, щоб формація у всьому перерізі по вертикалі і горизонталі зберігала всі типоморфні особливості складу і будови.

Тектоно-кліматична класифікація осадових формацій (геогенерацій) (за В. Хайним, 1980)

Т а б л и ц я 21.1

Стадії розвитку	Осадові формації						
	Епіконтинентальних басейнів платформного чохла		Пасивних окраїн континентів		Активних окраїн континентів		
	гумідна зона	аридна зона	перикратонні опускання - міогесинклінали	гумідна зона	аридна зона	континентальний окраїнні схил-підніжжя-окраїнні моря; мезо-геосинклінали, згодом передові прогини	
1	2	3	4	5	6	7	8
Кішпева (емерсина)	Озерно-алювіальна сіроколірна з каолінгом, вугіллям; червоноколірна з бокситами	Пустельно-озерна червона або строкатоколірна з карбонатами і сульфатами			Верхня, континентальна, гребна моласа	Верхня, континентальна гребна моласа	Океанічних басейнів
Пізня (регресивна)	Паралічна вулканозна (прибережних рівнин) Піщано-глиниста або кварцovo-піщана, з глауконітом	Червоноколірна евопоритова лагунного (карабo-газького) типу Карбонатно-геригенна з сіроколірною фацією чорних глин			Нижня морська моласа з ево-синською	Нижня морська тонка моласа	Геміпелагічна теригенно-глиниста

Закінчення табл. 21.1

1	2	3	4	5	6	7	8
Зрля (Індуційна)	Карбонатна (вапняково-мергельна)	Карбонатна (вапняково-доломітова)	Неритична глиниста фосфоритонасна	Неритична карбонатна (коколігофорида і форамініферова) з фацією бар'єрних рифів	Карбонатний фліш	Карбонатний фліш	Пелагічна глиниста і кремєнисто-глиниста (абісальних улоговин)
Раня (Трансгрєсивна)	Піщано-глиниста або кварцovo-піщана з глауконітом Паралічна вугленосна (прибережних рівнин)	Карбонатно-теригенна з фацією чорних глин Червоноколірна евопоритова лагунного (карабoгазького) типу	Строкатоколірна глиниста з магнезіальними силікатами Паралічна вугленосна (зрлого рифту)	Вітуміозна піщано-глиниста з фацією чорних глин і теригенно-карбонатна Евапоритова (зрлого рифту)-червономорського типу	Теригенний фліш Сланцево-граувакова (аспідна)	Теригенний фліш	Пелагічних вапняків і вапнякових турбідитів серединних хребтів і піднять у межах таласопленів Едафогенна (рифтових зон) Мегалоносна (ексгалаційна) рифтових зон
Початкова (Емерсивна)	Озерно-алювіальна сіроколірна з каолінітом, вугіллям; червоноколірна з бокситами	Пустельно-озерна червона або строкатоколірна з карбонатами і сульфатами	Континентальна уламкова (молодих рифтових зон)				

У разі виділення формацій як досить великих підрозділів розрізу необхідне їхнє розділення на дрібніші та однорідніші фаціальні-породні комплекси – *підформації*, або *субформації* (чи *градації*). Деякі дослідники як формації розглядають власне такі комплекси, які зачисляють до вищого розряду – *надформацій*. З обґрунтованого тут погляду надформації об'єднують формації суміжних стадій розвитку геосинкліналей або інших еквівалентних за рангом структурних елементів земної кори. Зокрема, виділяють моласову надформацію, яка відповідає ерогенному етапу розвитку; її поділяють на нижню (морську) і верхню (континентальну) моласові формації; відповідно, у нижній моласі можна виділити суттєву піщану прибережну, глинисту басейнову, бітумінозно-глинисту (евксинську), соленосну (евапоритову) субформації. Субформації створюють всередині формацій закономірні латеральні ряди.

Осадові формації нерідко перебувають також у закономірному поєднанні з вулканогенними, а іноді й інтрузивними формаціями, утворюючи *осадово-вулканогенні формації*, або *асоціації формацій*. Наприклад, поширеним є поєднання спіліто-кератофірової та діабазової формацій зі сланцевою (аспідною); острівнодугової та андезитової формації з флішовою (“туфогенний фліш”); орогенної, андезит-ліпаритової формації з верхньою моласою (“вулканогенна моласа”). Офіолітові асоціації – приклад поєднання інтрузивної (перидотити, габро, діабаз), вулканічної (толеїтові базальти) та пелагічних осадових – металоносної, карбонатної і кременистої (радіоляритової) – формацій серединно-океанічних хребтів і їхніх еквівалентів у крайових морях.

Вертикальні ряди неметаморфізованих осадових формацій орогенних, платформних (внутрішньоконтинентальних), міogeосинклінальних (окраїнно-континентальних), океанічних, що циклічно повторюються, і відповідні формаційні комплекси – платформні, орогенні тощо, утворюють латеральним сполученням *осадову оболонку* Землі, тоді як метаморфізовані, тою чи іншою мірою геосинклінальні формації (комплекси формацій) належать уже до гранітно-метаморфічного шару консолідованої кори. Отже, формаційні підрозділи займають декілька рівнів у ієрархічній послідовності: гірські породи (фації) – родини гірських порід (генетичні типи) – субформації (градації) – формації – надформації – формаційні ряди – формаційні комплекси – оболонки Землі.

Осадові формації становлять геоісторичну категорію – початок їхнього утворення належить до раннього архею (близько 4 млрд років тому), а окремі їхні типи з'являлися і зникали на визначених рубежах історії Землі. Зокрема, джеспілітові формації “вимерли” до пізнього докембрію, а їхній склад у ранньому протерозої відрізняється від складу,

характерного для архею. Соленосні формації, навпаки, тільки з'явилися наприкінці докембрію, а формація писальної крейди і крейдоподібних мергелів – лише в пізньому мезозої.

Теоретичне значення вивчення осадових формацій полягає у відновленні за ними давньої тектонічної і кліматичної, а також ландшафтної зональності, а *практичне* ґрунтується на приуроченості окремих видів осадових корисних копалин до певних типів формацій. У цьому разі більшість (якщо не всі) корисних копалин є не моно-, а поліформаційними. Власне тому доводиться говорити про виділення не однієї, а декількох вугленосних, а також залізородних, фосфоритоносних та інших мінералічних формацій.

21.6. Головні типи осадових формацій

Розглянемо короткі характеристики деяких головних типів осадових формацій, які простежуються в межах сучасних континентів.

Геосинклинальні формації. Загальними рисами є: 1) смугоподібне поширення за значної, часто понад 1 000 км, протяжності і невеликої (десятки, зрідка понад 100 км) ширини; 2) велика потужність – тисячі метрів, яка відповідає значній швидкості нагромадження (десятки, перші сотні метрів за мільйон років); 3) літологічна витриманість пачок циклітів і навіть окремих верств по простяганню; 4) переважно глибоководні умови нагромадження в басейнах нормальної солоності; 5) невелика роль грубоуламкових порід; 6) суттєва роль осувних та обвальних утворень і текстур в алевритово-піщаних породах; 7) мізерність залишків макрофауни, нерідко наявність рослинного детритусу; 8) нерідкісна домішка вулканокластичного і попелового матеріалу; 9) високий ступінь катагенетичних змін (літифікація), аж до початкового метаморфізму.

Типовими представниками геосинклинальних формацій є сланцева, граувакова, кремениста, флішова та пелагічних вапняків.

Сланцева (аспідна) формація. Головні породи: 1) глинисті породи з варіаціями за ступенем зміни від аргілітів до аспідних сланців і філітів, темно-сірі до чорних завдяки вуглецевій речовині та тонкорозсіяному сульфіді заліза, нерідко з конкреціями сидеритів і анкеритів; 2) пісковики й алевроліти, від кварцових у випадку знесення з кратону, до граувакових у разі знесення з давніших споруд того ж геосинклинального поясу. Другорядні породи: 1) міжформаційні конгломерати і брекчії з продуктів тієї ж формації; 2) олістоліти вапняків мілководного, у тому

числі рифового походження. Характер чергування: частіше окремими пачками, рідше тонке стрічкове чергування флішоїдного типу, або циклічне цілком флішового типу, загалом із загальним переважанням глинистих порід. Форма тіла – як і в інших геосинклінальних формаціях. Латеральні зв'язки з паралічною вугленосною (у бік платформи) і спіліт-кератофіровою або порфіритовою (у протилежний бік) формаціями. Вгору по розрізу змінена флішовою формацією. Часто в парагенезі з вулканогенною спіліт-кератофіровою та інтрузивною (сили, дайки) діабазовою формаціями. Фізико-географічні і тектонічні умови нагромадження: континентальний схил і підніжжя, а також ложе окраїнних морів у гумідному поясі на ранньогеосинклінальній стадії розвитку. Корисні копалини: колчеданові ексгальційно-осадові родовища міді, цинку, свинцю, аспідні сланці.

Граувакова формація відрізняється від сланцевої переважанням граувак завдяки розмиванню периферійних гірських споруд або внутрішніх острівно-дугових піднять, що виникли на попередньому етапі розвитку цього геосинклінального поясу. Можна розглядати і як субформацію сланцевої формації.

Кремениста формація. Головні породи: силіцити хемо- і біогенного (радіолярити) походження. Другорядні породи: 1) лави основного та середнього складу, вулканокластичні та попелові утворення; 2) пелагічні вапняки; 3) глинисті породи; 4) граувакові пісковики з градаційною текстурою. Характер чергування: потужні пачки шаруватих силіцитів з прошарками і підлеглими пакетами інших порід. Форма тіла – як і в інших геосинклінальних формаціях. Латеральні зв'язки зі спіліт-кератофіровою і сланцевою формаціями; угору по розрізу змінені на фліш або пелагічні вапняки. Часто в парагенезі зі спіліт-кератофіровою формацією. Фізико-географічні і тектонічні умови утворення – ложе окраїнних морів у тилу молодих енсиматичних острівних дуг на ранньогеосинклінальній стадії розвитку. Корисні копалини – руди мангану, ванадію та ін.

Флішова формація. Головні породи: 1) гравеліти-пісковики, алевроліти з градаційною текстурою – турбідити; 2) безкарбонатні аргіліти; у карбонатному фліші до них додаються: 3) вапнякові турбідити (калькареніти); 4) пелагічні вапняки; 5) мергелі; 6) карбонатні глини. Другорядні породи: 1) олістостроми та окремі олістоліти мілководних, у тому числі рифтових вапняків, а також екзотичних порід; 2) конгломерати; 3) бентоніти; 4) силіцити. Заборонені породи: 1) гіпси, солі; 2) вугілля; їхня поява свідчить про перехід до моласи. Характер чергування: типова дрібна правильна асиметрична циклічність; цикли дециметрової потужності, рідше понад 1 м. Трапляються окремі пісковикові, глинисті

або вапняково-мергельні (у карбонатному фліші) пачки. Латеральні зв'язки з острівно-дуговою андезитовою (порфіритовою) і пелагічною вапняковою формацією. Карбонатний фліш може перебувати в парагенезі з останньою формацією, теригенний – зі сланцевою. Фізико-географічні і тектонічні умови нагромадження – континентальне підніжжя (характерний кварцовий склад алевропсамітів), прогини у тилу острівних дуг, глибоководні жолоби (характерний поліміктовий склад алевропсамітів, домішка вулканокластичного і попелового матеріалу, нерідко офіолітовий детритус); утворюється в пізньогeosинклінальну стадію (в умовах континентального підніжжя в ширшому часовому діапазоні). Корисні копалини: нафта і газ, цементна сировина (карбонатний фліш).

Субформації: 1) грубий або дикий фліш (Wildflysch) з переважанням конгломератів з екзотичних порід або олістостромів, 2) піщаний (проксимальний) фліш з переважанням псамітів та участю псефітів, 3) глинистий (дистальний) фліш з переважанням пелітів (друга і третя становлять теригенний фліш), 4) карбонатний фліш з постійною участю в складі циклітів карбонатних порід, 5) туфогенний фліш з участю пірокластичного матеріалу у псамітах і розвитком бентонітів у покрівлі циклітів.

Пелагічна вапнякова формація. Головні породи: 1) мікрозернисті (пелітоморфні) вапняки, нерідко кременисті, з фауною форамініфер або радіолярій; 2) глинисті вапняки або мергелі. Другорядні породи: 1) силіцити, 2) вапнякові турбідити, 3) аргіліти. Характер чергування: порівняно тонке, нерідко правильне чергування більш-менш глинистих різновидів або послідовність тонких (сантиметрових, рідше – перші дециметри) пластів вапняків, розділених глинистими примазками по площинах нашарування. Форма тіла – як у всіх геосинклінальних формацій. Латеральні зв'язки і парагенез – з карбонатним флішем. Фізико-географічні і тектонічні умови нагромадження: центральні частини западин окраїнних морів тропічної і субтропічної зон у ранньо- і пізньогeosинклінальній стадіях розвитку. Корисні копалини – цементна сировина.

Крім перелічених формацій, у зовнішніх зонах геосинкліналей трапляється евапоритова формація, яку описано нижче серед платформних формацій.

Орогенні формації. Спільними рисами орогенних формацій є: 1) значне поширення, аж до переваги крупно- і грубоуламкових порід; 2) виникнення у широкому діапазоні фізико-географічних умов – від порівняно глибоководноморських до наземних за поступового обміління басейнів осадонагромадження і наростання висоти суміжних гірських споруд – головних областей знесення; 3) надмірна компенсація опу-

скання нагромадженням осадів; 4) великі потужності – тисячі метрів, максимальні швидкості нагромадження (сотні метрів за мільйон років); 5) обмежені площі поширення; 6) невисокий ступінь літифікації, який зменшується вгору по розрізу.

Виділяють два основні типи орогенних осадових формацій – нижню та верхню моласу, з низкою субформацій.

Нижня моласова формація. Головні породи: 1) пісковики, поліміктові (знесення з гірської споруди) або кварцові (знесення з платформи), часто вапнякові, нерідко косошаруваті; 2) глини, звичайно вапняковисті, нерідко з багатою неритовою фауною, алевропіски з залишками флори або рослинним детритом; 3) темні бітумінозні невапняковисті, рідше вапняковисті глини і мергелі (евксинський тип), наявна донна фауна, нерідкісні конкреції сидеритів або анкеритів. Другорядні породи: 1) конгломерати; 2) олістоліти, олістостроми, олістоплаки; 3) вапняки – черепашники; 4) морські діатоміти; 5) гіпси, солі; 6) вугілля. Характер чергування: пластами метрової або пачками десятиметрової потужності. Форма тіла така ж, як і в попередніх формаціях. Забарвлення – сіроколірне, рідше строкато- або червоноколірне (у жаркому кліматі). Латеральні зв'язки – з платформними вапняковою або піщаною формаціями. Підстелені звичайно флішем (частіше згідно), вище по розрізу змінені верхньою моласою (поступово – в осьовій частині крайових і тильних прогинів та на зовнішньому борту перших, незгідно – на їхньому внутрішньому борту). Фізико-географічні й тектонічні умови нагромадження: морські басейни, які зменшують з часом глибини і площі, поступово втрачають зв'язок з океаном, часто приурочені до прогинів і внутрішніх (накладених) западин ранньоорогенної стадії розвитку. Корисні копалини: нафта, газ, вугілля, солі, мідь (у пісковиках), уран.

Субформації: 1) евксинська – темні бітумінозні глини і мергелі з підлеглими пачками алевропісковиків; 2) паралічна вугленосна моласа – пісковики, глини, вугілля і можливі органогенні вапняки у суворому циклічному чергуванні; 3) лімнічна вугленосна – пісковики, глини, вугілля, у циклічному чергуванні, іноді конгломерати; 4) черепашникова – вапняки-черепашники за підлеглої участі пісковиків і глин; утворюється в умовах послабленого знесення уламкового матеріалу; 5) соленосна моласа – гіпси, ангідрити, кам'яна сіль і калійні солі, глини – характерна для аридних зон.

Верхня моласова формація. Головні породи: 1) конгломерати, звичайно поліміктові, можливо вапняковисті; 2) гравеліти, пісковики, алевроліти, також, звичайно, поліміктові, іноді вапняковисті, косошаруваті; 3) глини, часто вапняковисті. Другорядні породи: 1) вапняки-черепашники, які відображають інгресії моря або мають

озерне походження; 2) вугілля; 3) гіпси, солі; 4) моренні утворення. Органічні залишки дуже бідні, прісноводні молюски, харофіти, кістки хребетних. Характер чергування: звичайно крупними, десятиметровими пачками, іноді суцільними товщами, потужністю в сотні метрів. Форма тіл та сама, що і в попередніх формаціях. Латеральні зв'язки з платформними формаціями – континентальною піщаною і покривно-льодовиковою, та з орогенною базальт-андезит-ліпаритовою (порфіровою) формацією, нерідко в парагенезі. Залягає звичайно на нижній моласі, згідно або незгідно, завершуючи формаційний ряд. Фізико-географічні й тектонічні умови утворення: підгірні та міжгірні алювіально-озерні рівнини, у тім числі конуси винесення (наземні дельти) в межах передових (передгірських) і міжгірних прогинів та внутрішніх (накладених) западин пізньорогенної стадії розвитку. Корисні копалини: вугілля, нафта, газ, солі.

Субформації: 1) лімнічна вугленосна – конгломерати (галечники), пісковики (піски), глини, вугілля; 2) флювіогляціальна – галечники, піски, суглинки.

Платформні формації. Головні особливості платформних формацій такі: 1) край рідкісні грубоуламкові породи; 2) переважання континентальних, лагунних, прибережно- і мілководноморських фацій (глибини моря – до 50–100 м); 3) невтриманість, строкатість літологічного складу та фаціальних особливостей континентальних формацій, циклічність морських; 4) мала швидкість нагромадження осадів (метри, перші десятки метрів за мільйон років); 5) плащоподібна (плитоподібна) форма залягання – велика площа поширення за невеликої потужності; 6) низький ступінь літифікації навіть для давніх відкладів.

Кількість платформних формацій значна, тим більше, що на їхні риси досить суттєво впливають кліматичні умови. Тому доводиться виділяти два паралельні ряди формацій – аридний і гумідний. У запропонованій нижче характеристиці наведені спочатку формація аридного ряду, а потім зазначено відмінності їхніх гумідних гомологів. Доводиться враховувати також, що внаслідок симетричної будови платформних формаційних рядів подібні формації повторюються двічі – спочатку у трансгресивному геміциклі, потім у регресивному. Тому досить схарактеризувати їхній трансгресивний варіант.

Континентальна уламкова формація (аридна базальна). Головні породи: 1) піски (пісковики), алеврити (алевроліти) кварцові; 2) глини вапняковисті, строкато- або червоноколірні. Другорядні породи: 1) гравеліти, конгломерати (зрідка); 2) мергелі, глинисті вапняки, доломіти, часто грудкуваті; 3) гіпси. Органічні рештки – рідкісні залишки фауни солонуватих лагун і озер. Характер чергування: неспо-

рядкований, залягання порід нерідко лінзоподібне. Іноді простежується правильна циклічність. Форма тіла аналогічна до попередніх формацій. Забарвлення: строкато- або червоноколірне. Латеральні зв'язки з евапоритовою формацією. Залягає з розмивом на утвореннях попередніх етапів (циклів) розвитку платформи; переходить догори в евапоритову формацію або безпосередньо у вапняково-доломітову. Фізико-географічні та тектонічні умови нагромадження: у жаркому сухому кліматі на рівнинах з тимчасовими водостоками та озерами, що пересихають, або в лагунах чи у внутрішньоматерикових водоймах у початкову стадію тектонічного циклу. Корисні копалини: мідь у пісковиках і глинах, уран.

Континентальна уламкова формація (гумідна базальна). Головні породи: 1) піски, пісковики, алевроліти кварцові, аркозові косошаруваті; 2) глини, звичайно, невапняковисті, каолінітового складу. Другорядні породи: 1) конгломерати, гравеліти; 2) вапняки-черепашники (озерні); 3) вугілля; 4) конкреції піриту і сидериту. Органічні залишки: рослинні відбитки і детритус, зрідка прісноводні молюски і риби. Характер чергування: невпорядкований, залягання порід лінзоподібне, рідше простежується правильна циклічність. Форма тіла така ж, як і раніше. Забарвлення сіре, рідше строкате. Латеральні зв'язки (парагенез) з паралічною вугленосною формацією. Залягає з розмивом на утвореннях попереднього циклу; змінюється вгору по розрізу паралічною вугленосною або морською трансгресивною формаціями. Фізико-географічні і тектонічні умови нагромадження: середматерикові прісноводні водойми, дельти, річні заплави та русла, приморські низини в початкову стадію тектонічного циклу. Корисні копалини: боксити, оолітові залізні руди, каолінітові глини, рідкометально-титанові розсипища.

Лагунна червоноколірна евапоритова формація. Головні породи: 1) піски (пісковики), алеврити (алевроліти) кварцові косошаруваті білі, рожеві; 2) глини, аргіліти карбонатні строкато- або червоноколірні; 3) доломіти; 4) гіпси, ангідрити; 5) кам'яна сіль. Другорядні породи: 1) вапняки; 2) мергелі; 3) калійні солі. Органічні рештки рідкісні, представлені солонуватоводними формами. Забарвлення строкате, червоне. Латеральні зв'язки з континентальною уламковою формацією (аридною). Підстелена уламковою формацією або безпосередньо залягає на утвореннях попереднього циклу, вгору переходить у карбонатну формацію. Фізико-географічні і тектонічні умови нагромадження: утворюється в умовах жаркого сухого клімату у внутрішньоматерикових водоймах підвищеної солоності в ранню стадію тектонічного циклу. Досягає максимальної потужності в авлакогенах і крайових синеклізах. Корисні копалини: гіпс, ангідрит, кам'яна сіль, калійні солі.

Субформації: 1) лагунна червоноколірна піщано-глиниста; 2) галогенна, відособлена найчіткіше в авлакогенах і крайових синеклізах.

Паралічна вугленосна формація. Головні породи: 1) пісковики, алевроліти кварцові; 2) аргіліти; 3) вугілля. Другорядні породи: вапняки органогенно-уламкові. Характер чергування: часто правильна асиметрична циклічність. Органічні рештки: багата нормальноморська донна фауна у вапняках, у пісковиках і аргілітах – відбитки флори і прісноводна фауна. Забарвлення сіроколірне. Форма тіла така ж, як у попередніх формаціях. Латеральні зв'язки – з гумідною континентальною і трансгресивною морською, теригенною формаціями. Змінює першу і, відповідно, змінена другою, однак може залягати безпосередньо на утвореннях, попередніх до цього тектонічного циклу. Фізико-географічні й тектонічні умови нагромадження: в умовах вологого жаркого і помірного клімату на прибережних рівнинах, які часом затоплювало море, на початку або в середині ранньої стадії тектонічного циклу. Корисні копалини: вугілля, залізні руди.

Морська (епіконтинентальна) трансгресивна піщано-глиниста формація. Головні породи: 1) пісковики (піски) й алевроліти (алеври-ти) кварцові з глауконітом; 2) аргіліти (глини) сірі, темно-сірі, часто з піритом. Другорядні породи: 1) конгломерати, гравеліти; 2) мергелі, вапняки; 3) опоки. Характер чергування: тонке перешарування, частіше великими пачками. Органічні рештки: мілководна фауна нормальної солоності. Забарвлення сіроколірне (в гумідному кліматі), строкате (в аридному). Форма тіла та ж сама. Латеральні зв'язки з паралічною вугленосною або гумідною формаціями. Залягає іноді безпосередньо в основі формаційного ряду, в інших випадках – на паралічній вугленосній або континентальній уламковій формаціях. Змінена карбонатною формацією. Фізико-географічні і тектонічні умови: мілке море (відкрите), вологий або сухий клімат, кінець ранньої стадії циклу. Корисні копалини: жовнові фосфорити, оолітові залізні руди, горючі сланці.

Субформації: 1) глауконіт-кварцові; 2) бітумінозно-сланцеві.

Морська (епіконтинентальна) мергельно-вапнякова формація. Головні породи: 1) вапняки шаруваті, плитчасті, органогенно-уламкові або водоростеві світлі; 2) мергелі. Другорядні породи: 1) рифогенні вапняки; 2) бітумінозні глинисті вапняки (аргіліти); 3) вапняковисті пісковики, алевроліти. Характер чергування: чітко шарувата товща з пластами потужністю 0,1 м, що розділені глинистими примазками.

Органічні рештки: нерідко багата донна фауна, вапняковий планктон, водорості. Забарвлення світле. Форма тіла аналогічна до попередніх. Латеральні зв'язки з глауконіт-кварцовою субформацією піщано-глинистої формації, яку вона змінює в розрізі. Фізико-географічні й

тектонічні умови нагромадження: велике, відкрите, порівняно глибоке в центральній частині епіконтинентальне море; теплий, вологий клімат; середня стадія тектонічного циклу (максимум трансгресії). Корисні копалини: нафта, газ, цементна сировина.

Субформації: 1) мергельно-крейдяна (переважно писальна крейда); 2) бітумінозна (доманікова) – бітумінозні вапняки, мергелі, кременисто-глинисто-вапнякові сланці; обидві порівняно глибоководні (до 300 м); 3) рифогенна, по периферії глибоководних ділянок з доманіковими літофаціями; 4) глинисто-карбонатна, з помітною участю глинистих порід (інколи виділена як самостійна формація).

Морська (епіконтинентальна) вапняково-доломітова формація. Головні породи: 1) вапняки шаруваті органогенно-уламкові, оолітові, водоростеві; 2) доломіти; 3) глинисті доломіти; доломітові мергелі. Другорядні породи: 1) гіпси, ангідрити; 2) вапняковисті пісковики, алевроліти; 3) вапняковисті глини (аргіліти). Характер чергування: нерідко правильно циклічний. Органічні рештки: донна фауна, менш багата, ніж у попередній формації. Забарвлення світле (жовтувате, рожевувате). Латеральні зв'язки з червоноколірною евапоритовою формацією, яка її звичайно підстилає і перекриває. Фізико-географічні й тектонічні умови нагромадження: просторе мілке епіконтинентальне море нормальної або дещо підвищеної солонуватості в умовах жаркого, сухого клімату, у середню стадію тектонічного циклу. Корисні копалини: нафта, газ, будівельні матеріали.

Субформації: 1) глинисто-карбонатна; 2) сульфатно-карбонатна; 3) рифогенна.

Океанічні формації. Тут коротко розглянемо основні осадові формації відкритого океану, оскільки формації перехідної зони від континенту до океану фактично розглянуто вище в складі платформних (пасивні країни) або геосинклінальних (активні країни формацій). Загальні риси океанічних формацій такі: 1) досить обмежена участь або повна відсутність у складі відкладів власне теригенного матеріалу континентального походження; 2) глибоководні умови нагромадження (понад 2 км); 3) у край низька швидкість нагромадження (метри в мільйон років) і, відповідно, потужність формацій (максимум – перші сотні метрів) за дуже великої площі поширення; 4) також дуже низький ступінь літифікації.

Тектоно-вулканокластична (едафогенна) формація. Складається з брекчій основних та ультраосновних порід океанічної кори первинно тектонічного походження, перевідкладених гравітацією на схилах і дні рифтових ущелин серединних хребтів, а також западин уздовж трансформних поперечних розломів. Крім брекчій, до складу формації

входять турбідити того ж складу; трапляються карбонатні турбідити. Поширення і потужність незначні; потужність становить не більше десятків метрів. Залягає в окремих “кишенях” в основі розрізу осадового шару; перекрита іншими формаціями серединних хребтів.

Залізисто-глиниста (металоносна) формація складена пелагічними глинами, помітно збагаченими гідроокисами заліза і мангану з домішкою сульфідів міді, свинцю і цинку гідротермального походження, а також деяких інших важких металів – продуктів співосадження і сорбції гідрооксидами заліза і мангану з придонної океанічної води (Ю. Богданов, 1980). Інколи заміщена *залізисто-карбонатною формацією*. Утворюється в осьових зонах серединно-океанічних хребтів. Залягає в основі осадового шару океанів, потужність не перевищує декількох десятків метрів.

Карбонатно-турбідитна формація. Утворена карбонатними турбідитами з черепашок форамініфер і коколітофорид, нерідко з прошарками та домішкою уламкового матеріалу базит-гіпербазитового складу. Трапляються прошарки кременистих осадів біогенного походження. Потужність циклітів – дециметри або перші метри. Розвинута в “кишенях” приграбованої частини серединно-океанічних хребтів, де досягає потужності в десятки і нерідко сотні метрів. Пов’язана латеральними переходами з тектоно-вулканокластичною і металоносною формаціями.

Пелагічна карбонатна формація вистилає дно глибоководних улоговин потужністю від сотень метрів до 1,5 км. Головний компонент формації – коколіто-форамініферові осади, які відкладаються на глибинах, що не перевищують рівня компенсації карбонатагромадження розчиненням (у сучасну епоху – близько 4,5 км). У підлеглому стані і не всюди трапляються прошарки кременистих, діатомово-радіолярієвих осадів, з огляду на що доцільно виділяти *кременисто-карбонатну субформацію* (або самостійну формацію). Як другу субформацію (або самостійну формацію) виділяють *рифову коралово-водоростеву субформацію*, яка покриває вершини внутрішньоплитних підводних хребтів і гайотів потужністю до 1,0–1,5 км.

Пелагічна глиниста формація. В минулому осади цієї формації, які нагромаджуються винятково поволі (перші метри за мільйон років) на глибинах нижче рівня комплектації карбонатагромадження, описували як “червоні глибоководні глини”. Точніше, це глибоко окиснені безкарбонатні породи і цеолітові осади з прошарками палагонітових (базальтових) туфів. Площа поширення величезна, однак переривчаста – формація виклинює на підводних горбах (вулканічного походження), а її потужність звичайно не перевищує перших сотень метрів. Характерні часті перерви в осадонагромадженні, а також скупчення залізо-

манганових конкрецій. Латерально пов'язана з кременисто-глинистою і пелагічною карбонатною формаціями. Змінює другу вгору по розрізу і, відповідно, змінена теригенно-глинистою (геміпелагічною) формацією.

Пелагічна кременисто-глиниста формація. Відрізняється від попередньої умовами формування. Потужність значніше – багато сотень метрів.

Теригенно-глиниста (геміпелагічна) формація. Утворюється на периферії океану, у зоні надходження теригенного матеріалу з континенту, переважно проти пасивних країн унаслідок дії каламутних потоків, однак також у вигляді суспензії течіями і повітрям. Складається з чергування глинистих осадів, причому глини теригенного походження з турбідитами. Трапляються прошарки форамініферових мулів – *карбонатно-теригенно-глиниста субформація* екваторіальної зони, діатомових мулів – *кременисто-теригенно-глиниста субформація* помірних і приполярних зон, вулканічних попелів і туфів – *туфогенно-теригенно-глиниста субформація* активних країн.

Як субформації геміпелагічної формації можна розглядати ще *субформацію чорних глин*, збагачену органічною речовиною значно наземно-рослинного походження. Площа поширення значна, потужність змінюється від перших сотень до 3 км поблизу континентів, швидкість нагромадження – десятки метрів за мільйон років. Залягає на пелагічній глинистій формації і переходить у неї по латералі в бік центральної частини океану. Послідовність океанічних формацій від тектоно-вулканокластичної і металоносної до теригенно-глинистої відображає процес віддалення океанічної кори від осі серединно-океанічних хребтів – місця її зародження, опускання на ще більші глибини та наближення до континенту в міру розростання океанічного басейну.

На цьому перелік найбільш поширених типів осадових формацій закінчуємо, і треба мати на увазі, особливо в разі використання як визначника, що конкретні (за висловом Н. Хераскова, 1967) формації, які виділяють у природі, майже ніколи не відповідають за всіма параметрами тій узагальненій характеристиці, яка наведена вище. Однак у тому й полягає значення формаційного аналізу, що замість практично нескінченної множини різноманітних конкретних формацій він передбачає виділення обмеженої кількості формаційних типів, кожен з яких має цілком визначений історико-генетичний зміст.

Контрольні питання

1. Поняття про фації і генетичні типи осадів.
2. Континентальні осади і їхня класифікація.

3. Характеристика головних континентальних відкладів.
4. Морські й океанічні відклади та їхня класифікація.
5. Характеристика умов морського середовища і їхній вплив на осадоутворення.
6. Прибережно-морські літоральні фації.
7. Морські мілководні (шельфові) фації.
8. Батіальні фації.
9. Абісальні фації.
10. Осади Чорного моря і їхня аномальність.
11. Фаціальний аналіз і його значення.
12. Поняття про формації і його проблематичність.
13. Класифікація осадових формацій за умовами утворення.
14. Класифікація осадових формацій за складом.
15. Характеристика головних типів геосинклінальних, платформних та океанічних формацій.
16. Різниця між платформними, геосинклінальними й океанічними формаціями.
17. Зв'язок корисних копалин з формаціями.

Список літератури

Основна

1. *Байков А. А., Седлецкий В. И.* Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков): Учебник. – Ростов-н/Д.: Изд-во СКНЦ ВЦ, 1997. – 448 с., ил. 112.
2. *Безбородов Р. С.* Краткий курс литологии: Учебник. – М.: Изд-во Ун-та Дружбы народов, 1989. – 313 с.
3. *Казанский Ю. П., Бетехтина О. А., Ван А. В.* и др. Осадочные породы (состав, текстура, типы разрезов). – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1990. – 269 с.
4. *Крашениников Г. Ф., Волкова А. Н., Иванова А. Н.* Учение о фациях с основами литологии: Руководство к лабораторным занятиям. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1988. – 214 с.
5. *Логвиненко Н. В.* Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): Учебник для студентов геол. спец. вузов: 3-е изд. – М.: Высш. шк., 1984. – 416 с.
6. *Логвиненко Н. В., Сергеева Э. И.* Методы определения осадочных пород: Учеб. пособие для вузов. – Л.: Недра, 1986. – 240 с.
7. *Прошляков В. К., Кузнецов В. Г.* Литология: Учебник для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
8. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. – М.; Л.: Гостоптехиздат, 1940. – Т. 1. – 476 с.; Т. 2. – 420 с.
9. *Пустыльников А. М.* Обломочные породы. Методическая разработка по курсу “Петрография осадочных пород”. – Новосибирск, 1992.
10. *Пустыльников А. М.* Глинистые хемо- и биогенные породы: Методическая разработка по курсу “Петрография осадочных пород”. – Новосибирск, 1992. – 56 с.
11. *Справочное руководство по петрографии осадочных пород.* В 2 т. / Под ред. В. Б. Татарского. – Л.: Госгеолтехиздат, 1958.
12. *Страхов Н. М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. – М.: Госгеолтехиздат, 1963. – 536 с.
13. *Фролов В. Т.* Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1964. – 310 с.
14. *Фролов В. Т.* Литология. В 3 кн.: Учеб. пособие. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1993. – 336 с.
15. *Хмелівський В. О., Побережська І. В., Костюк О. В., Гнатів І. Г.* Петрографія осадових порід. Таблиці та рисунки до лабораторних робіт. – Львів: ЛНУ, 2006. – 106 с.
16. *Хмелівський В. О., Хмелівська О. В.* Літологія. Седиментогенез. – Львів: ЛНУ, 2011. – 220 с.

17. *Швецов М.С.* Петрография осадочных пород. – М.: Госгеолтехиздат, 1958. – 416 с.

Додаткова

18. *Бергер М. Г.* Терригенная минералогия. – М.: Недра, 1986. – 227 с.
19. *Казанский Ю. П.* Седиментология. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1976. – 272 с.
20. *Казанский Ю. П.* Введение в теорию осадконакопления. – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1983. – 223 с.
21. *Казанский Ю. П., Белоусов А. Ф., Петров В. Г.* и др. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис). – Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1987. – 212 с.
22. *Котельников Д. Д., Конюхов А. И.* Глинистые минералы осадочных пород. – М.: Недра, 1986. – 247 с.
23. *Малеев Е. Ф.* Вулканиды: Справочник. – М.: Недра, 1980. – 240 с.
24. *Махнач А. А.* Стадиальный анализ литогенеза. – Минск: БГУ, 2000. – 255 с.
25. *Мильнер Г. Б.* Петрография осадочных пород / Пер. с англ. В 2 т. – М.: Недра, 1968.
26. Методы изучения осадочных пород: В 2 т. / Под ред. Н.М. Страхова и др. – М.: Госгеолтехиздат, 1957.
27. *Наливкин Д. В.* Учение о фациях: В 2 т. – М.: Изд-во АН СССР, 1956.
28. *Наумов В. А.* Оптическое определение компонентов осадочных пород. – М.: Недра, 1989. – 347 с.
29. *Петтиджон Ф. Дж.* Осадочные породы / Пер. с англ. – М.: Недра, 1981. – 751 с. – Пер. изд. США, 1975.
30. *Преображенский И. А., Саркисян С. Г.* Минералы осадочных пород. – М.: Гостоптехиздат, 1954. – 364 с.
31. *Пустыльников А. М.* Постседиментационные преобразования осадочных пород. Методическая разработка по курсу “Петрография осадочных пород”. – Новосибирск, 1993. – 40 с.
32. *Пустыльников А. М.* Седиментогенез. Методическая разработка по курсу “Петрография осадочных пород”. – Новосибирск, 1994. – 48 с.
33. *Рухин Л. Б.* Основы литологии: 2-е изд. – М.: Госгеолтехиздат, 1961.
34. *Саркисян С. Г., Котельников Д. Д.* Глинистые минералы и проблемы нефтегазовой геологии. – Л.: Недра, 1971. – 183 с.
35. Современные методы минералогического исследования. Ч. 1, 2. – М.: Недра, 1968. – 320 с.
36. Справочник по литологии / Под ред. Н. Б. Вассоевича и др. – М.: Недра, 1983. – 509 с.
37. *Теодорович Г. И.* Учение об осадочных породах. – Л.: Госгеолтехиздат, 1958. – 572 с.

Предметний покажчик

- Агломерат 395
 Аглютинати 395, 403
 Аліти 346
 Алуніт 357
 Альовий гірських річок 459
 Альгарити 435
 Аналіз гранулометричний 216
 – літолого-циклічний 509
 – парагенетичний 509
 – рентгеноструктурний 302
 – спектральний 302, 341
 – термічний 219, 302
 – – карбонатних порід 271
 – фаціальньо-циклічний 509
 – формаційно-тектонічний 509
 – хімічний 263, 302
 – – раціональний 269
 Анкерити 249
 Антраксоліти 435
 Антрацит 418
 Апатит 338
 Апвелінг 280
 Апокатагенез 139, 145
 Аргіліти 204
 Ареніти 179
 Асфальтени 430
 Асфальти 433
 Асфальтити 433
 Атмосфера 48

 Бари 497
 Бархани 464
 Бентос 73
 Біогеографія 12
 Біогерм 244, 472
 Біокомпоненти 74
 – автохтонні 72–74
 – алохтонні 72, 74
 Біопровінції (біофації) 75
 Біостроми 244, 472
 Біосфера 48
 Бітуми 425, 432
 Богхеда 414

 Боксити 346, 347, 360
 – геосинклінальні 347
 – латеритні 347
 Брекчії лавові 394

 Вад 373
 Ваки 179
 Вапняки 243, 282
 – біокластові 246
 – біосфероагрегатні 244
 – зернисті 244
 – криноїдні 246
 – кристалобластові 247
 – оолітові 247
 – пелітоморфні 243
 – сфероагрегатні 246
 – уламкові 247
 – черепашкові 244
 Вати 493
 Вивчення у шліфах 338
 Відклади гідротермні 122
 – делювіальні 456
 – заплавні 458
 – колювіальні 456
 – припливні 49
 – пролювіальні 457
 – реліктово-перевідкладені 469
 – старичні 458
 Вітрен 416
 Вітрокласти 79
 Вугілля буре 417
 – кенельське 414
 – сапропелеве 413
 Вугільні пласти 422
 Вуглекислий газ 55
 Вугленосні басейни 423
 Вулканічне скло 66, 399, 405
 Вулканічний елювій 122
 – шлак 402
 Вулканокласти 78

 Гази вуглеводневі (горючі) 431
 Газоконденсати 432

- Галуазит 217, 219
Галька 176
Генетичні типи відкладів 22
Географія 11, 12
Геокріологія 12
Геоморфологія 12
Гетеротрофи 72
Гіалокласти 78
Гіалокластити 78, 121
– гідроексплозивні 403
– десквамаційні 403
– пульверизаційні 403
Гідрогеологія 11, 12
Гідрологія 12
Гідрослюди 217, 220, 225
Гідросфера 48
Гідротермальна діяльність 122
Гідротерми 126, 127
Гіпергенез 147
Гітія 461
Глауконіт 66, 168, 234
Глини 204
– геміпелагічні 477
Глинисті сланці 204
Горючі сланці 415
Графіт 418
Гуматомеланові кислоти 413
Гуміни 413
Гумінові кислоти 413
Гуміти 413
Гумоліти 413
- Ґрунт 12
Ґрунтознавство 11, 13
- Давсоніт 359
Даліт 338
Дельта 499
Джеспіліти 367
Діагенез 60, 132
– власне глинистих осадів 136
– власне піщаних осадів 136
– пізній 134
– ранній 133
Діатоміти 291
- Доломіти 248, 282
Драа 464
Дюни 464
Дюрен 416
- Евапорити 311
Евтрофи (автотрофи) 72
Екзокласти 79
Екологія 13
Експлозивна діяльність вулканів 121
Електронна мікроскопія 216, 302
Електронографія 226
Елементарні шари 103
Елювій 70, 455
Енергія вибуху 122
Еолові брижі 464
Епікласти 79
Ерги 463
Ефузивні кислоти 169
– основні 169
– середні 169
- Живляча провінція 68, 69
Жовна 335
Жолоби 478
- Залізо 66
Зона звітрювання 58
– осадоутворення 62
– фотична 278
Зональність батиметрична 277
– вертикальна 487
– конкретна фізико-географічна (фациальна) 278
– циркумконтинентальна 487
– широтна (кліматична) 487
Зони осадоутворення 47
- Ігнімбрити 395, 401
Ідіоморфність 95
Ізометричність 96
Інформативність глин генетична 230
– – історико-геологічна 232
– – палеогеографічна 231

- Кам'яна сіль 321
 Каоліни 234
 Каолініт 217, 219, 225
 Карбоніди 430
 Катагенез 60, 138
 – пізній 142
 – ранній 139
 Каустобіоліти 410
 Кварц 67, 299
 Кварцин 299
 Керити 435
 Кероген 415
 Кисень 55
 Кімберлітові трубки вибуху 122
 Кларен 416
 Кліматологія 12
 Коефіцієнт видовженості 96
 – дисиметрії 96
 – зрілості 68
 – ізометричності 96
 – поруватості 111
 – сплосченості 96
 Колектори 442
 Колофаніт 338
 Компоненти акцесорні теригенні 68
 – алотигенні 65
 – біогенні 71
 – вулканічні 78
 – газові 80
 – гіпергенні 65
 – едафогенні уламкові 67, 70
 – карбонатні 66
 – планктоногенні 74
 – породотвірні теригенні 67
 – реліктові уламкові 66, 79
 – рідкі вулканічні 79
 – теригенні уламкові 67, 70
 – хімічні 76
 Конкреції 134, 294
 Контурити 476
 Коренсит 66
 Коса 497
 Космічний матеріал 83
 Кремені гіпергенні 296
 – діагенічні 294
 – катагенічні 294
 – постседиментаційні 296
 Кристалокласти 67, 78
 Кристобаліт 300
 Курськїт 338
 Лавокласти 78
 Лавокластичні нагромадження 121
 Лагуна 497
 Лапілі 395
 Латерити 347, 360
 Лиман 498
 Лід 12
 Ліптобіоліти 413
 Літогенез 60, 115, 131
 – аридний 117
 – гідротермально-осадовий 126, 127
 – гумідний 115
 – океанічний 124
 Літоекологія 14
 Літокласти 67, 78
 Літологія 9–11, 28
 Літораль 492
 Літосфера 48, 50
 Ложе океанів 124
 Лужний резерв 55
 Льодова екзарация 119
 Льодовикові періоди 119
 Магнетити 249, 282
 Макроструктури 96
 Максимальна біопродуктивність 73
 Мальти 433
 Манган 66
 Масла 429
 Масштаб структур 96
 – текстур 105
 Математика 13
 Мезокатагенез 139, 142
 Мезоструктури 96
 Метаантрацит 418
 Метагенез 60, 145
 Метод актуалізму 12
 – імерсійний 215, 261, 339
 – краплі 208

- порошок (метод дебаєграм) 223
- Методи фарбування органічними барвниками 208
- Мікроструктури 96
- Мікрофація 452
- Мінерали акцесорні теригенні 68
 - глинисті 196
 - діагенетичні 81
 - змішаношаруваті 226
 - катагенетичні 81
 - метагенетичні 81, 82
 - напівстійкі 68
 - нестійкі 68
 - пізньокатагенетичні 82
 - ранньокатагенетичні 82
- Мінералоутворення відновлювальне 134
 - діагенетичне 134
 - окиснювальне 134
- Монтморилоніти 66, 217, 220, 225, 234
- Морени 462
- Мул мідієвий 490
 - фазеоліновий 490
- Мули вапняково-глинисті 491
 - глинисті 204
 - діатомові 481
 - радіолярієві 481
- Мулові западини 471

- Надлітораль 493
- Надформація 512
- Насип 497
- Нафта 435, 436
- Нафтиди 425, 427
- Нафтогазоносний басейн 442
- Нашарування 99
- Новакуліти 293

- Обкатаність 96, 176
- Озера евтрофні 461
 - оліготрофні 461
- Озокерити 435
- Океанологія 12
- Оксикерити 435

- Опал 299
- Опоки 291
- Органофлюїдоліти 415
- Осад 47
- Осади вапнякові планктоногенні 481
 - кременисті 481
 - полігенні 480
- Осади Чорного моря 489
- Осадова петрологія 9
- Осадові гірські породи 37–39, 41, 64
- Осадові породи 9, 38, 40, 41, 64
- Острівні дуги 478

- Палагоніт 406
- Палеогеографічний критерій 12
- Палеонтологія 11
- Палигорськіт 66, 218, 221
- Пемза 399, 400
- Петрографія 11
 - осадових порід 9
- Писальна крейда 483
- Пірокласти 78
- Плайя 461
- Плейстоценове материкове зледеніння 120
- Плоїчастість 111
- Пляж 496
- Поверхня нашарування 99
- Польові шпати 67
- Попели 187
- Порода астраханітова 330
 - бішофітова 325
 - глазеритова 330
 - глауберитова 328
 - епсомітова 330
 - каїнітова 326
 - карналітова 324
 - кізеритова 327
 - лангбейнітова 325
 - леонітова 330
 - мірабілітова 329
 - полігалітова 327
 - тенардитова 329
 - шенітова 330
- Породи алевритові 178

- алунітові 357
- біоморфні 254
- вапнисто-кремеві змішані 248
- високоглиноземисті 345
- глинисті 194
- грубоуламкові 172
- давсонітові 357
- екзогенні 40
- ендегенні 40
- залізисті 363
- карбонатні 236, 238
- кременеуламкові 293
- кременисті 284
- лавокластичні 394
- лангбейніт-каїнітові 326
- магматичні 68
- манганові 372
- метаморфічні 68, 169
- пірокластичні 390
- піщані 178
- піщано-алевритно-глинисті 182
- слабкотуфогенні 390
- соляні 311
- туфогенні 190
- туфогенно-осадові 390
- уламкові 161
- фосфатні 333
- Поруватість відкрита 112
 - загальна 112
 - закрита 112
 - осадових порід 111
- Потенціал лужно-кислотний 54
 - окисно-відновний 54
- Природний резервуар 442
- Природні бітуми 432
- Провінція теригенно-мінералогічна 69
 - аутигенно-мінералогічна 84
- Продукти життєдіяльності 74
- Протокатагенез 139

- Радіолярити 292
- Реакції забарвлення 263
- Риф 244, 472
- Родохрозити 249, 282
- Руди алюмінієві 345
 - залізні масивно-шаруваті 365
 - оолітові 365
 - карбонатні 363, 375
 - манганові 372
 - окиснені 374
 - окисні 363, 374
 - силікатні 363, 375
 - сульфідні 365
- Рухи морської води і повітря 57

- Сапоніт 218
- Сапроколіти 413
- Сапропель (гітія) 414
- Себкх 495
- Седиментогенез 12, 115, 131
- Седиментологія 9
- Сепіоліт 218, 221
- Серединно-океанічні пояси 125
- Сидерит 259
- Сидерити 249, 282
- Сидеромелан 399, 401
- Силікофлагеліти 292
- Силіцити 284, 294
- Сильвініт 322
- Сингенетична хімічна сполука 85
- Сингенетичний мінерал 84
- Сингенетичний хімічний елемент 85
- Сланцюватість 110
- Слюди 68
- Смектити 220
- Смоли 430
- Смугастість 111
- Солоність морської води 55
- Спонголіти 292
- Стратиграфія 11, 18
- Стратисфера 57, 59, 62
- Структура 89
 - аморфна 298
 - гіалітова 402
 - гіалопілітова 402
 - гіпідіогранобластова(гіпідіобластова) 90
 - гіпідіоморфнозерниста (гіпідіоморфна) 90
 - гранобластова 92, 298

- механоконформнозерниста (механо-конформна) 92
- мікролітова 402
- порфірова 95
- уламкової породи 165
- Структури конформнозернисті 90
 - кристалічні 298
 - кулеагрегатні (сфероагрегатні) 93
 - неконформнозернисті 90
 - суцільноскелетні біоморфні 92
 - уламкові (кластичні) 93
- Ступінь сортування 95
- Сублітораль 493
- Супралітораль 493

- Таласократони 125
- Тахіліт 402
- Тахілітова тефра 404
- Текстура 89, 97
 - вертикально розчленована 107
 - дощових червів 106
 - заміщення 109
 - зеброва текстура (кільця Лізеганга) 109
 - конкреційна 108
 - коренева грудкувата 106
 - неправильно-хвилястошарувата 103
 - сланцювата 110
 - стиліолітова 108
 - уламкової породи 166
 - фунтикова (“конус у конусі”) 108
 - ходів мулоїдів 106
 - шкаралупувата 108
- Текстури біогенні 105
 - гідророзривні 107
 - елювіальні (сингенетично-метасоматичні) 107
 - змулювання 106
 - накладені пізні 108
 - – сингенетичні 106
 - нашарування 97
 - підводного опливання 106
 - – сповзання 106
 - шаруваті 99
- Тектоніка 12
 - Температура 50, 60
 - Темпестити 106
 - Теорія перетворень 422
 - Тиліти 119, 462
 - Тип літогенезу 114
 - – аридний 117
 - – вулканогенно-осадовий 115, 120
 - – гідротермально-осадовий 115
 - – льодовий (нівальний) 118
 - – океанічний 115
 - – тектонічний 115
 - Тиск 52, 61
 - Тілосапропеліти 413
 - Торф 417
 - Трепели 291
 - Туфи 80, 190, 390, 395
 - вітрокластичні ріолітові 400
 - гідроексплозивні 122
 - грязевулканічні 122
 - зварені 401
 - притрубочні 122
 - резургентні 121
 - спечені 401
 - Туфіти 190, 390
 - Туфолави 394
 - Укладка породи 112
 - Умови відновні 54
 - лужні 54
 - окисні 54
 - Утворення вулканогенно-осадові 123
 - хемогенні 122
- Фації 10, 22, 84
 - алювіальні 457
 - болотні 461
 - геохімічні 84
 - дельтові 499
 - елювіальні 455
 - еолові пустельні 463
 - континентальні 454
 - лімнічні 459
 - льодовикові 462
 - морських водойм аномальної солоності 484

- пелагічні 480
- прибережно-морські 492
- приконтинентальні 468
- руслові 458
- схилі 456
- Фація 448
 - донна 479
- Фізична географія 12
- Флінти 295
- Флішові комплекси 483
- Форма зерен 95
- Формації 10
 - геосинклинальні 513
 - океанічні 520
 - орогенні 515
 - осадові 512
 - платформні 517
- Формація 505
 - бокситоносна 352
 - верхня моласова 516
 - геологічна 12
 - граувакова 514
 - залізисто-глиниста 521
 - карбонатно-турбідитна 521
 - континентальна уламкова 517, 518
 - кремениста 514
 - лагунна червоноколірна евапоритова 518
 - морська вапняково-доломітова 520
 - мергельно-вапнякова 519
 - трансгресивна піщано-глиниста 519
 - нижня моласова 516
 - паралічна вугленосна 519
 - пелагічна вапнякова 515
 - глиниста 521
 - карбонатна 521
 - кременисто-глиниста 522
 - сланцева 513
 - тектоно-вулканокластична 520
 - теригенно-глиниста 522
 - флішова 514
- Фосфор 66
- Франколіт 338
- Фтаніти (лідити) 292
- Фтаноїди 292
- Фюзен 417
- Халцедон 299
- Хімічне осадження 77
- Хлорити 66, 221, 226
- Цеоліти 66
- Шамозит 66
- Шар (пласт) 99
- Шаруватість 99
 - горизонтальна 101
 - градаційна горизонтальна 101
 - коса 101, 103
 - косохвиляста 101, 103
 - лінзоподібна 105
 - мульдоподібна 103
 - прошаркова горизонтальна 102
 - різнонапрявлена коса 104
 - хвиляста 101–103
- Шунгіт 418
- Яшми 293

Про авторів



ХМЕЛЕВСЬКИЙ Віталій Олексійович (28.09.1937, м. Київ – 25.02.2010, м. Львів) – літолог, канд. геол.-мін. наук (*Литология неогеновых марганецсодержащих отложений юго-западной окраины Русской платформы*, 1968), доц. (1971). Закінчив геол. ф-т Львів. ун-ту (1959), аспірантуру (1965). У 1959–62 інженер Ін-ту геології корисних копалин АН УРСР (м. Львів); 1965–66 ст. інженер-геолог Львів. проектної організації Облміжколгосп-проект; 1966–70 асист., ст. викладач, 1971–96 доц., 1996–2002 зав. каф., 2003–10 доц. каф. петрографії, 1977–2000 заст. декана геол. ф-ту Львів. ун-ту. Наук. інтереси: літологія, мінералогія, геохімія та генезис манганових руд України, алмазоносних відкладів Якутії та України і сучасних озерних відкладів Укр. Полісся. Організатор і наук. керівник міжвузівської студентської наук.-досл. групи “Шельф”. Бл. 170 праць, зокр., *Литология древних осадочных толщ районов развития кимберлитового магматизма* (Львов, 1985; с соавт.); *Марганцевые руды Украины* (Киев, 1993; с соавт.); *Минералы Украинских Карпат* (Ч. 2. 1995; Ч. 3. 2002; с соавт.); *Шацьке поозер’я з характеристикою абіотичних і біотичних екосистем* (Львів, 2008. 215 с.; зі співавт.); *Літологія. Седиментогенез* (Львів, 2011; зі співавт.); *Рентгенометричний визначник мінералів* (Львів, 2014; зі співавт.). Медаль “Ветеран труда”, нагрудні знаки Мінвузу СРСР “За отличные успехи в работе” та “За успехи в научно-исследовательской работе студентов”. Лауреат конкурсу на кращу монографію, виконану у вузах України (1986), та всесоюзного конкурсу “Екотехніка-82”.



ХМЕЛЕВСЬКА Олена Віталіївна (15.07.1962, м. Львів – 26.12.2005, м. Львів) – геохімік, канд. геол.-мін. наук (*Геохимические условия формирования верхнеюрских эвапоритовых отложений юго-западных областей Украины*, 1991), ст. наук. співроб. (2005). Закінчила геол. ф-т Львів. ун-ту (1984), аспірантуру Ін-ту

геології і геохімії горючих копалин НАН України (1987). У 1987–2005 мол. наук., наук., ст. наук. співроб., 1995–2005 учений секретар спеціалізованої вченої ради Ін-ту геології і геохімії горючих копалин НАН України, 1999–2001 доц. каф. петрографії Львів. ун-ту. Наук. інтереси: мінералогія, літологія та геохімія евапоритових відкладів, зокрема, проблема впливу еволюційних змін хімічного складу морських вод на процеси епігенетичного мінералоутворення у соленосних формаціях фанерозою світу. Активно співпрацювала з ученими Польщі, Німеччини, Австралії, Ізраїлю, Словаччини, Швейцарії. Працювала над докторською дисертацією. Бл. 50 праць, зокр., *О вещественном составе пород верхнеюрской эвапоритовой формации юго-западного склона Восточно-Европейской платформы* (Геология и геохимия соленосных отложений нефтегазоносных провинций. Киев, 1990); *Литолого-геохимические и палеогеографические условия образования верхнеюрской эвапоритовой толщи Преддобруджского прогиба* (Львов, 1990); *Chemical composition of brines in the Pliocene Dead Sea basin: a fluid inclusion study of galite* (Jsr J. Earth Sci., 1999, Vol. 48; with co-auth.); *Мінералогія водонерозчинних залишків у кам'яній солі нижньотріасового евапоритового басейну Західної Європи* (Геологія і геохімія горючих копалин. 2004. № 3); *Deposition and chemical composition of Early Cambrian salt in the eastern Officer Basin, South Australia* (Minerals @ Energy, Report Book, 2004; with co-auth.); *Evaporites of Ukraine: review* (Geological Society. 2007. Vol. 285; with co-auth.); *Літологія. Седиментогенез* (Львів, 2011; зі співавт.).

Навчальне видання

Віталій Олексійович Хмелевський,
Олена Віталіївна Хмелевська

**ЛІТОЛОГІЯ.
ЛІТОГЕНЕЗ.
ОСАДОВІ ПОРОДИ**

Навчальний посібник

Редактор *М. М. Мартиняк*
Коректор *Х. Я. Макович*
Технічний редактор *С. З. Сенік*
Комп'ютерне верстання *Н. М. Лобач, Н. В. Якимів*

Формат 70×100/16. Умовн. друк. арк. 42,6. Тираж 300 прим. Зам.

Львівський національний університет імені Івана Франка.
вул. Університетська, 1, м. Львів, 79000

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру видавців,
виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції.

Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Видруковано у книжковій друкарні «Коло»

вул. Бориславська, 8, м. Дрогобич, Львівська обл., 82100

Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи до Державного реєстру видавців,
виготівників і розповсюджувачів видавничої продукції.

Серія ДК № 498 від 20.06.2001 р.