МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

ЛІТОЛОГІЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

ЧАСТИНА 3 (ГЛИНИСТІ ПОРОДИ)

Навчально-методичний посібник до лабораторних занять і самостійної роботи для студентів спеціальності 103 – Науки про Землю та інших природничих спеціальностей

ЛЬВІВ – 2023

Літологічні методи досліджень. Частина 3 (глинисті породи): навчально-методичний посібник до лабораторних занять і самостійної роботи для студентів спеціальності 103 – Науки про Землю та інших природничих спеціальностей / укл.: О. В. Костюк, І. В. Побережська – Львів: Львівський національний університет імені Івана Франка, 2023. – 104 с.

Укладачі: кандидат геологічних наук О. В. Костюк
кандидат геолого-мінералогічних наук,
доцент І. В. Побережська.

Рецензент: кандидат геолого-мінералогічних наук,
доцент Л. М. Хом'як

Відповідальна за випуск:
кандидат геолого-мінералогічних наук,
доцент І. В. Побережська

Редактор: Л. І. Сідлович

Відповідальна за друк: О. М. Гарасимів

Затверджено
на засіданні Вченої ради
геологічного факультету
(протокол № 3/6 від 27 червня 2023р.)

ЗМІСТ

Вступ……

Класифікації та основні типи глинистих
осадових порід.....

Методи вивчення глинистих порід……

Макроскопічне вивчення глинистих порід……

Визначення глинистих осадових порід у шліфах……..

Гранулометричний аналіз глинистих осадів……

Метод забарвлення глинистих мінералів…….……

Метод вивчення глинистих мінералів у
імерсійних препаратах……

Термічний аналіз глинистих мінералів……

Рентгеноструктурний аналіз глинистих мінералів…….……

Електронна мікроскопія……..……

Електронографія……

Список літератури……

ВСТУП

Осадові утворення значно поширені на земній поверхні. Ними складено понад 75 % території континентів і левову частку дна морів та океанів головну частину з яких становлять глинисті породи. За даними Ф. Д. Овчаренко (1973), об'єм глинистих порід становить приблизно 60 % від усіх осадових порід стратисфери. За А. Б. Роновим (1976), на платформах глинисті породи складають – 46 %, а в геосинкліналях – 38 %. У межах континентального сектору стратисфери глинисті породи займають ⅔ об'єму. Не менша роль глинистих відкладів у океанічному секторі Землі. Глини, аргіліти та глинисті сланці широко представлені як у древніх докембрійських, так і у фанерозойських відкладах. Співвідношення глинистих порід з піщаними та карбонатними оцінюється як 59:21:20 відповідно. За сучасними уявленнями, в осадах Світового океану переважають теригенні глини. Аутигенні глини займають підпорядковане місце – це переважно цеоліт-монтморилонітовий різновид червоних глибоководних глин.

Глинисті породи представлені двома групами: зв'язні (глини), і зцементовані, серед яких метаморфізовані – аргіліти, сланцюваті аргіліти, глинисті, аспідні і філітоподібні сланці.

Актуальність вивчення глинистих порід визначається у встановленні палеогеографічних умов геологічного минулого, розчленуванні і кореляції нафтогазоносних відкладів, дослідження ролі глинистих мінералів у бітумоутворенні, міграції та акумуляції вуглеводнів. До того ж, глинисті мінерали є передовсім індикатором умов літогенезу.

За мінеральним складом розрізняють мономінеральні, олігоміктові і поліміктові глини і глинисті породи. (Логвиненко, 1974). Глинисті породи і осади мають такі характерні ознаки:

1) Значна частина глинистих мінералів трапляється у фракції < 0,001 мм., хоча й нерідко глинисті мінерали утворюють агрегати алевритової, а подекуди навіть і псамітової розмірності.

2) Однією з умов за якою ідентифікують глинисті породи – наявність понад 50 % глинистих мінералів (алофану, каолініту, дикіту, накриту, галуазиту, монтморилоніту, нонтроніту, вермикуліту, гідромусковіту, глауконіту, гідробіотиту, палигорськіту, сепіоліту тощо).

Крім того, у всіх фракціях глин можуть бути присутніми неглинисті мінерали: карбонати (кальцит, сидерит, доломіт),

сульфати (гіпс, ангідрит, барит, целестин, ярозит, алуніт), фосфати (вівіаніт), сульфіди заліза (пірит, марказит), окисли мангану, хлориди тощо. Зазначимо, що типовою ознакою у глинистих породах є присутність домішок кварцу і польового шпату (фракція > 0,01 мм). Кварц часто кородований, іноді має сліди заміщення кальцитом, сидеритом та гідроокислами заліза, натомість по польових шпатах відбуваються процеси гідрослюдизації.

Аутигенні карбонати присутні у вигляді пелітоморфних зерен: доломіт іноді утворює добре виражені ромбоедри, кальцит – зерна неправильної форми, сидерит часто представлений у вигляді видовжених зерен та зростків. Пірит присутній у вигляді добре збережених кубічних кристалів, зростків зерен різної форми, або дрібних окатаних зерен. Окисли і гідроокисли (гематит – гетит – гідрогетит – лімоніт присутні переважно у тонкорозсіяному стані.

3) Глини здатні утворювати з водою пастоподібні маси різної консистенції, які можуть зберігати форму а у разі випалювання набувати кам'янистої міцності.

4) У всіх глинистих породах переважає SiO_2, вміст якого становить від 45–50 % до 75–80 %. Вміст Al_2O_3 в межах 15–20 %, зрідка зростає до 35–38 % або знижується до 8–10 %. Окисли заліза зрідка становлять 2–4 %. Домішка TiO_2 не перевищує, як правило, 1,5–2%. Окисли лужних металів переважно становлять 2–4 %, досягаючи іноді 6–8 %. Значно ширший діапазон змін вмісту CaO і MgO: від слідів і малих долей проценту до 7–8 %. Інші домішки (MnO, Cr_2O_3, P_2O_5 та ін.) становлять, як правило, долі проценту.

Характеризуючи глинисті породи, необхідно зупинитись на детальнішій мінералогічній характеристиці.

Теригенні (уламкові) та аутигенні глинисті мінерали виділяють на підставі їх фактичного вмісту у породі (наприклад, глауконіт перевідкладений та новоутворений).

Глинисті мінерали, як водні алюмосилікати, відрізняються від інших мінералів цього класу: а) високою дисперсністю, б) гідрофільністю, в) здатністю до сорбції та іонного обміну. За хімізмом глинисті мінерали відносять до дисперсних систем. Навіть незначний вміст глинистих мінералів впливає на такі властивості порід, як гідрофільність, міцність, водопроникність, пластичність, набухання.

Завдяки характерній шаруватій або ж стрічково-шаруватій структурі кристалічної градки, глинисті мінерали набувають особливих властивостей у порівнянні з іншими. Жодні інші мінерали, що мають розмір <0,01 або <0,001 мм, не здатні утримувати в

достатній кількості воду при зволоженні, утворювати пластичне тісто, поглинати катіони та обмінюватись ними з неглинистим середовищем.

Органічні залишки присутні у глинистих породах у вигляді решток гелефікованих тканин, фюзенізованих уламків, елементів рослин (уламків спор, пилку, кутикул). Залишки тваринних організмів, що трапляються у глинистих породах можуть заміщуватися опалом, халцедоном, фосфатами, кальцитом, піритом, глауконітом.

Глинисті мінерали утворюються як у зонах звітрювання так і в області осадонагромадження на різних стадіях утворення породи (седиментогенез, діагенез, епігенез). Виділяють латеритний, каоліновий, галуазитовий, монтморилонітовий і гідрослюдистий типи звітрювання. На стадійність звітрювання впливає склад материнських порід, клімат та хімічні умови середовища. Глинисті мінерали у корі звітрювання нерідко розвиваються як у формі псевдоморфоз по первинним мінералам так і за допомогою біогенних агентів.

У зоні осадоутворення відбувається повне розкладання первинних алюмосилікатів, виділення з розчинів глинистих гелів та їх подальша кристалізація. Завдяки шаруватій структурі, мінерали на шляхах перенесення та під впливом нового середовища у області осадонагромадження, а також у наступних стадіях формування породи (діагенез, епігенез) легко змінюються набуваючи нових мінеральних форм. Тому, слюди перетворюються на гідрослюди, а гідрослюди, відповідно – в монтморилоніт.

За особливостями осадконагромадження (за генезисом) виділяють глини морські і континентальні: озерні, льодовикові (флювіогляціальні), алювіальні, делювіальні, лагунно-затокові, глини кори вивітрювання (первинні каоліни, монтморилонітові та ін.).

Сучасна літологія традиційно звертає багато уваги як на розробку методів дослідження осадових порід так і на вдосконалення випробуваних у часі методів вивчення осадових порід. Усім цим питанням присвячений навчально-методичний посібник до лабораторних робіт і самостійної роботи студентів до курсу «Літологія», який покладений у основу створення електронного інтерактивного курсу з Літології.

1. КЛАСИФІКАЦІЇ ТА ОСНОВНІ ТИПИ ГЛИНИСТИХ ОСАДОВИХ ПОРІД

Глинисті породи

Хоча впродовж вже кількох століть проводиться вивчення структурно-текстурних особливостей, мінерального складу та фізичних властивостей глинистих порід, втім, вочевидь, немає універсальної класифікації таких гірських порід.

В XIX ст. серед усіх глинистих пелітів (від. грецьк. pelos – мул) вчені перш за все надавали перевагу дослідженню м'яких глин. Позаяк, глинисті мули, ущільнені глини, аргіліти та глинисті сланці часто залишалися вивченими недостаньо. В той час дослідники звертали увагу на залежність фізичних властивостей глинистих мінералів від стану їх зволоженості та вивчали гранулометричні закономірності у цих породах.

Сьогодні в науковій літературі посилаються на кілька визначень глинистих порід запропонованих раніше. Відповідно до пропозицій В. Л. Ломтадзе (1970) "Глинами в інженерно-геологічній практиці називають тонкодисперсні осадові породи у яких міститься не менше 30% частинок діаметром <0,002 мм". Натомість, на думку М. Ф. Вікулової (1973), глинистими називають породи, які містять понад 50% частинок розміром у перерізі до 0,01 мм. А втім, Н. В. Логвиненко (1984) пропонує для розміру глинис-тих частинок встановити верхню межу 0,005 мм.

Варто наголосити на тому, що вивчення глинистих порід за гранулометричними ознаками має певні труднощі, оскільки у породі глинисті частинки часто утворюють агрегати, нерідко досить великого розміру (до 1–2 мм), які є досить міцними і не розмокають у воді. Прикладом цього є глобули глауконіту і шамозиту, які насправді є мікроконкреціями. По суті, це вже літокласти піщаної розмірності, що дозволяє відносити такі породи до уламкових, тим більше, що глауконіт часто механічно перевідкладається як едафогенний мінерал. Всупереч сказаному такі псамітово-глауконітові або псамітово-шамозитові породи також можна зараховувати й до глин з огляду на своєрідну структуру глинистих мінералів.

Отже, за розміром частинок можна виділити лише глинисту або алевритову фракції, взявши за основу межі 0,005 чи 0,002 або ж 0,001 мм. Однак, це не буде межею між відповідними породами, адже часто глинисті породи складені частинками розміром понад

0,005 мм., чи навіть 1–2 мм. Тому, відділення глинистих від алевритових чи інших уламкових порід не відбувається за розміром частинок, адже, глинисті породи, переважно, тонкодисперсні і глинисті частинки переважно дуже дрібні (дрібніші ніж 0,05 мм).

Разом з тим, не можна забувати про роль глинистого матеріалу у формуванні різних типів осадових гірських порід. М. С. Швецов (1958) рекомендує змішані глинисто-карбонатні і карбонатно-глинисті породи називати за єдиними правилами номенклатури (наприклад, вапняками глинистими, глинами вапняковими чи ж вапняковистими) (табл. 1, 2, рис. 1)

Таблиця 1

Роль глинистого матеріалу у класифікації карбонатних порід, (за В. Н. Шванoвим, 1998)

Назва породи	**Вміст, %**		
	глинистий матеріал	**кальцит**	**доломіт**
Глинистий вапняк	30–10	35–90	0–45
Слабкоглинистий доломітовий вапняк	5–10	90–45	5–47,5
Слабкоглинистий вапняк	5–10	95–85	0–5
Вапняк	0–5	100–90	0–5
Слабкодоломітовий вапняк	0–5	95–80	5–20
доломітовий вапняк	0–5	80–65	15–35
Сильнодоломітовий вапняк	0–5	65–47,5	30–50

Таблиця 2

Номенклатура змішаних карбонатних і карбонатно-глинистих порід (за М. С. Швецовим (1958)

№ поля за рис. 7	**Назва породи**	**Вміст у %**		
		кальциту	**доломіту**	**Глини**
1	***2***	***3***	***4***	***5***
1	вапняк чистий	100–90	0–5	0–5
2	вапняк доломітистий	95–70	5–25	0–5
3	вапняк доломітовий	75–45	75–50	0–5
4	вапняк слабко глинистий	95–85	0–5	5–10

1	*2*	*3*	*4*	*5*
5	вапняк доломітистий слабкоглинистий	90–65	6–25	5–10
6	вапняк доломітовий слабко глинистий	70–40	25–48	5–10
7	вапняк глинистий	80–70	0–5	10–25
8	вапняк доломітистий глинистий	85–50	5–25	10–25
9	вапняк доломітовий глинистий			
10	вапняк сильно глинистий (мергель)	75–45	0–5	25–50
11	вапняк діломітистий сильно глинистий (мергель доломітисто-вапняковий)	70–25	5–25	25–50
12	вапняк доломітовий сильно глинистий (мергель доломітово-вапняковий)	50–25	25–38	25–50
13	доломіт чистий	0–5	100–90	0–5
14	доломіт вапняковистий	5–25	95–70	0–5
15	доломіт вапняковий	25–50	75–45	0–5
16	доломіт слабко глинистий	0–5	95–85	5–10
17	доломіт вапняковистий слабко глинистий	5–25	90–65	5–10
18	доломіт вапняковий	25–48	70–40	5–10
19	доломіт глинистий	0–5	90–70	10–25
20	доломіт вапняковистий глинистий	5–25	85–50	10–25
21	доломіт вапняковий	25–45	65–40	10–25
22	доломіт сильно глинистий (мергель доломітовий)	0–5	75–45	25–50
23	доломіт вапняковистий сильно глинистий (мергель вапняковисто-доломітовий)	5–25	70–45	25–50
24	доломіт вапняковий сильно глинистий (мергель вапняково-доломітовий)	25–38	50–25	25–50
25	глина чиста	0–5	0–5	100–95
26	глина слабко вапняковиста	3–10	0–5	95–90
27	глина вапняковиста	5–25	0–5	90–75

1	*2*	*3*	*4*	*5*
28	глина вапнякова (мергель глинистий)	22–50	0–5	75–50
29	глина доломітисто-вапняковиста (мергель глинистий доломітистий)	5–20	5–12	90–75
30	глина доломітисто-вапнякова (мергель глинистий доломітистий)	12–45	5–25	75–50
31	глина слабко доломітиста	0–5	3–10	95–90
32	глина доломітиста	0–5	5–25	90–75
33	глина доломітова (мергель глинистий доломітистий)	0–5	20–50	75–50
34	глина вапняковисто-доломітиста	5–12	5–20	90–75
35	глина вапняково-доломітова (мергель глинистий доломітистий)	5–25	12–45	75–50

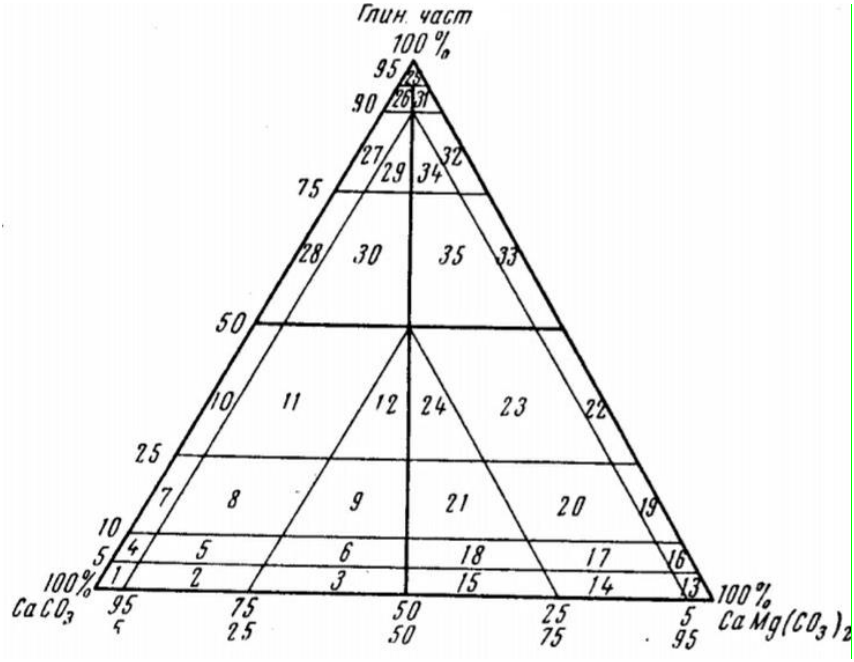


Рис. 1. Класифікація змішаних карбонатних і карбонатно-глинистих порід за М. С. Швецовим (1958)

Крім того, класифікації С. Г. Вишнякова (1930), М. С. Швецова (1958) розглядають змішані глинисто-карбонатні або карбонатно-глинисті породи. Зокрема, у класифікації карбонатних порід С. Г. Вишнякова (1930) в яких вміст глинистої домішки становить від 25 до 50% серед загальної кількості карбонатних речовин (рис. 2) такі породи називаються мергелями.

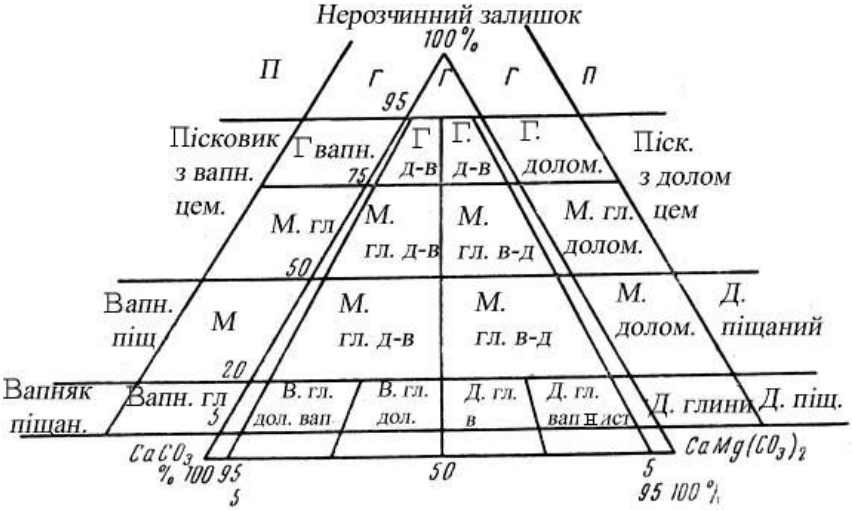


Рис. 2. Роль глинистих домішків у класифікації карбонатних порід С. Г. Вишнякова (1930):
П – пісковик (пісок); Г – глина; М – мергель; Вапн. – вапняк; Д – доломіт; гл – глинистий; вапнист. – вапняковистий; дол. – доломітистий

На основі цієї рекомендації, складені схеми класифікації карбонатних, та пов’язаних з ними глинистих порід.

Термін «мергель», як описовий, часто застосовують для тих сильно глинистих вапняків та сильно вапняковистих глин, які вирізняються за своїми фізичними властивостями м’якістю.

<u>Отже, для визначення глинистих порід використовують взаємозв’язок двох ознак: кількість частинок певного розміру, та кількість глинистих мінералів</u>. Зазначимо, що результати гранулометричних досліджень статистичного аналізу Л. В. Логвиненко та ін. (1988) свідчать про те, що в області значень 0,005–0,001 мм значно зростає кількість глинистих мінералів. На їхню думку, це пов’язано з різкою зміною фізичних властивостей середо-

вища, яке відображається у зміні фізико-хімічного стану осадів дрібніших за 0,005 мм: коефіцієнт фільтрації, максимальна молекулярна вологоємність, максимальна висота капілярного підняття, пластичність, пористість, зв'язність тощо. Тому, вважається, що саме за цим розміром слід обмежувати розподіл, за якими ми називаємо пелітові частинки підкреслюючи їхню мінеральну форму.

Фізичні властивості глинистих мінералів відображають характер літогенетичних змін породі. Власне у своїй тривалій історії глинисті породи зазнають змін, які настільки сильно змінюють їхні петрографічні особливості, що це відображається у спеціальних назвах.

Мули глинисті – водонасичені породи з характерними властивостями текучості, що відображається у здатності розтікання тонким або товстим шаром під впливом власної ваги (маси), тобто вони рідкі або в'язкі; характеризуються межею текучості.

Глини – це пластичні породи, які розмокають у воді та розрізняються за станом текучості, пластичності як м'які приховано текучі, липкі і в'язкі, обмежені межею пластичності.

Аргіліти – це глинисті породи, які не розмокають та мають межу усідання.

Глинисті сланці – не розмокають, набувають вторинну сланцювату текстуру і лепідобластову структуру, що свідчить про метаморфічну перекристалізацію.

Кожна порода характеризується власними показниками гідратованості та різними видами структурних зв'язків (табл. 3).

Таблиця 3

Природа і характер структурних зв'язків у глинистих породах різних типів (за В. Д. Ломтадзе, 1970)

Ступінь літифікації	Тип породи	Фізичний стан	Показник гідратованості	Фізична природа структурних зв'язків	Вид структурних зв'язків, що утворюються за певних умов
1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
Надзвичайно низька	Глинистий мул	текучий	Дуже високий	Молекулярні, частково іонні	Тиксотропно-коагуляційні
Низька	Глина м'яка	Пластичний	Високий	Молекулярні, магнітні	Тиксотропно-коагуляційні

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*6*
Середня	Глина ущільнена	Приховано пластичний	Середній	Молекулярні, магнітні, частково іонні	Коагуляційно-тиксотропні, цементаційні – конденсаційно-кристалізаційні
Висока	Аргіліт	Напів-твердий	Низький	Іонні, магнітні, частково атомні (ковалентні) і молекулярні	Кристалізаційно конденсаційні (цементаційні)
Надзвичайно висока	Аргіліт сланцюватий	Твердий	Дуже низький	Іонні, атомні (ковалентні)	Кристалізаційно конденсаційні (цементаційні)

Третя ознака за якою визначають глинисті породи – мінеральний склад. Уламкові глини представлені передовсім неглинистими тонкодисперсними продуктами, позаяк, глинисті пегнітоліти, аргіліти та філіти – глинистими мінералами.

Як відомо, у мінералогії виділяють такі групи мінералів шаруватих силікатів (філосилікатів): серпентину-каоліну (амезит, берзерин, бріндлеіт, кронстедтит, френонтит, келліт, лізардит, непуіт, дикіт, галуазит, каолініт, накрит, одиніт); тальку-пірофіліту (кероліт, пімеліт, тальк, вілемсит, феропірофіліт, пірофіліт); смектиту (гекторит, сапоніт, соконіт, стівенсит, сфінфордит, бейделіт, монтморилоніт, нонтроніт, волконськоїт, вермикуліт); слюд (біотит, лепідоліт, флогопіт, селадоніт, ілліт, глауконіт, мусковіт, палагоніт); крихких слюд (анандит, клінтоніт, кіношиталіт, маргарит); хлориту (шамозит, кліноклор, німіт, пенантит, донбасит, кукеїт, судоїт, алетит, коренсит, гідро біотит, кулкеїт, ректорит, тасудит). Формули деяких мінералів наведено у табл. 4.

Таблиця 4

Хімічні формули глинистих мінералів, за В. О. Хмелівським, 2006

1	*2*
Мінерал	Формула
Алофан	$Al_2O_3 * SiO_2 * n\ H_2O$
Каолініт	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8$
Галуазит	$Al_4Si_4O_{10}(OH)_8 * n\ H_2O$
Антигорит	$(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$

1	*2*
Кронштедтит	$(Fe^{2+}, Mg)_2 Fe^{3+}(Si_2Fe^{3+})O_5(OH)_2$
Пірофіліт	$Al_2Si_4O_{10}(OH)_2$
Тальк	$Mg_3Si_4 O_{10}(OH)_2$
Мусковіт	$K Al_2(Si_3Al)O_{10}(OH)_2$
Маргарит	$CaAl_2(Al_2Si_2)O_{10}(OH)_2$
Палагоніт (брамаліт)	$(Na, H_3O) (Al, Mg)_2 (Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 * n N_2O$
Лепідоліт	$K(Li, Fe, Al)_2 (Si, Al)_4O_{10}(F,OH)_2$
Біотит	$K(Mg, Fe)_3(Si_3Al)O_{10}(OH,F)_2$
Флігопіт	$K(Mg, Fe)_3AlSi_3O_{10}(F, OH)_2$
Гідромусковіт (іліт)	$(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2(Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2 H_2O]$
Серицит	$(K, H_3O)(Al, Mg, Fe)_2 (Si, Al)_4O_{10}[(OH)_2H_2O]$
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	$(Mg, Fe, Al)_3(Al,Si)_4O_{10}(OH)_2 * 4H_2O$
Гідро біотит	$K (Mg, Fe)_3 (Si, Al, Fe)_4 O_{10}(OH)_2 * 4 H_2O$
Стильпномелан	$K (Fe^{2+}, Mg, Fe^{3+}Al)_{10}Si_{12}O_{10}(O, OH)_2$
Монтморилоніт	$(Na, Ca)_{0,33} (Al, Mg, Fe)_2 * Si_4O_{10}(OH)_2 * nH_2O$
Бейделіт	$(Na, Ca)_{0,33}Al_2(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 *n H_2O$
Нонтроніт	$Na_{0.33}Fe_2^{3+}(Si,Al)_4O_{10}(OH)_2 * n H_2O$
Волконськоїт	$Cr_2(Si_4O_{10})(OH)_2 * n H_2O$
Сапоніт	$(Na, Ca)_{0,33}(Mg, Fe)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 * 4H_2O$
Гекторит	$(Na, Ca)_{0,33}(Al, Mg, Li)_3(Si, Al)_4O_{10}(OH)_2 4H_2O$
Цинвальдит	$KLiFe^{2+}AlSi_3AlO_{10}(F,OH)_2$
Донбасит	$Mg_2(Al,Fe)_3Si_3AlO_{10}(OH)_8$
Пенін	$(Mg, Fe)_2 Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Клінохлор	$(Mg,Fe)_5Al(Si_3Al)O_{10}(OH)_8$
Пірохлорит	$(Mg, Fe)_{4.5}Al_{1,5} (Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10}(OH)_8$
Гриналіт	$(Fe^{2+}.Fe^{3+})_2\text{-}3Si_2O_5(OH)_4$
Шамозит	$(Mg, Fe^{2+,} Fe^{3+})5Al(Si_3Al)O_{10}(O,OH)_8$
рипідоліт	$(Mg,Fe, Al_3)Mg_3(Al_{1.5}Si_{2.5}O_{10})(OH)_8$
Палигорськіт	$(Mg,Al,Fe)2Si_4O_{10}(OH) * 4H_2O$
Сепіоліт	$(Mg,Fe)4Si_6O_{15}(OH)_2 * 4H_2O$
Гекторит (алевардит)	$Na(Mg,Al)2(Si, Al)_4O_{10} * (OH)_2 * 2H_2O$
Коренсит	$(Na,K,Mg,Ca)_{x\text{-}y}[(Mg,Fe^{2+})_{9\text{-}y}(Mg, Fe^{3+})_y]_x (Si_2\text{-}xAlx)O20(OH)_{10} * n H_2O$

Важливого значення для вивчення глинистих порід набувають дані щодо мінералогічного складу глинистих мінералів про що поговоримо детальніше.

Принципи класифікації. У зв'язку з великим різноманіттям структур глинистих порід загалом та структуроутворюючих елементів глинистих мінералів зокрема, доцільно використовувати рівневий підхід для класифікації. Н. В. Логвиненко, (1988) пропонує виділяти три рівні класифікацій глинистих порід: макроскопічний, мікроскопічний та ультрамікроскопічний.

На макроскопічному рівні можна вивчати мінеральний склад та структурні ознаки глинистих мінералів за допомогою лупи. Нижня межа оцінки розміру частинок у цьому разі не сягає 0,1 мм.

На мікроскопічному (оптичному) рівні дослідження проводиться за допомогою мікроскопів, збільшення яких дозволяють вивчати частинки розміром до 0,005 мм. Відповідно, оцінка структурної організації та мінерального складу проводиться у шліфах.

На ультрамікроскопічному рівні, виділення і оцінка складу і структуроутворюючих елементів та структур порід проводять за допомогою сучасних електронних мікроскопів прохідного та скануючого типів, які дозволяють побачити збільшення в десятки тисяч разів. Цьому ж рівню відповідає рентгеноструктурний аналіз.

Макроскопічний рівень дослідження для визначення особливостей будови та речовинного складу глинистих порід не має такого важливого значення як мікроскопічний та ультрамікроскопічний, який мав би завершуватися встановленням взаємозв'язку між складом окремих мінералів та особливостями їх кристалохімічної будови підтверджених за допомогою рентгеноструктурних та електронографічних методів.

Для вивчення структур глинистих порід на різних рівнях дослідження потрібно використовувати різні підходи. Для прикладу, на мікроскопічному рівні вивчаються морфологічні особливості мінералів і їхнє співвідношення. У цьому разі під поняттям "структура" розуміють певну характеристику будови породи, яка визначається розміром, формою, співвідношенням компонентів та ступенем їх кристалічності.

На ультрамікроскопічному рівні дослідження морфології структурних елементів звертають увагу та тип хімічного зв'язку та вивчають загальну енергію структурної системи. У цьому разі, у формулювання поняття структури включають просторову

організацію усієї речовини породи, яка характеризується сукупністю морфометричних, геометричних та енергетичних ознак структурних елементів. Ця система характеризується певним мінеральним складом, кількісними співвідношенням та взаємодією компонентів породи.

Петрографічна класифікація глинистих порід. Порядок класифікації глинистих порід на цьому рівні передбачає попереднє визначення глинистих мінералів та вивчення структур в межах роздільної здатності поляризаційного мікроскопу.

З огляду на вищесказане зазначимо, що У. Твенгофел (1937), Т. Кларк (1994), Ф. Петтіджон (1981) пропонували гірську породу називати глинистою, якщо вона у переважній більшості містить водні алюмосилікати. Також, вченими у XX столітті робилися спроби класифікувати породи як за структурними особливостями глин і глинистих сланців (А. В. Кароцці, 1960) так і за їх фізичними властивостями (Ч. Е. Уінвер, 1958). На жаль, використання фізичних властивостей глинистих порід не допомогла знайти логічної основи для петрографічної класифікації, що не скажеш про структурно-речовинну систематику глинистих мінералів (Н. В. Логвиненко, 1988, табл. 5). Вже у роботах Ю. П. Казанського (1987) та В. Т. Фролова (1993) розглядаються мінералогічні класи-фікації глинистих порід з обмеженим аналізом структур (табл. 6).

З першого погляду і структурно і хімічно, глинисті мінерали здаються одноманітними: всі вони мають шаруватий тип кристалізаційної структури, тобто є шаруватими, або філосилікатами. Різноманіття глинистих мінералів визначається як структурними варіаціями так і хімічними відмінностями.

Таблиця 5

Класифікація глинистих мінералів, з доповненнями за Л. Г. Рекшинською з доповненнями Ф. Бергая, Б. Зенг, Г. Лагалі (2006)

Тип структури	Тип шару і схема будови	Заряд шару q Кл	D_{001} Å	Група	Підгрупа	Заповнення октаедрів – мінерали	
Шарувата	Диформна або поверхова 1:1	υ	7,2	Каолініту–серпентиніту	Каолініту	Каолініт, дикіт, накрит, галуазит, аноксит	–
					Серпентину	–	Хризотил, антигорит, лізардит
					Бартьєрину	–	Бартьєрин, кронштедтит-тюрингіт, гриналіт, амезит
	Триформна або триповехова 2:1	υ	9,2	Піроф ілітy–тальку	–	–	–
		0,6–0,9	12,5–15,5	Смектиту	Монтморилоніту	Монтморилоніт, нонтроніт, волконськоїт, бейделіт	–

							1
Чотирьохповерхові 2:1:1							2
змінюється			0,6–1,0	0,7–10			3
14,0			14,5	10,0			4
Хлориту			Вермикуліту	Слюд			5
Шамозиту	Пеніну–клінохлориту	Хлориту	Вермикуліту	Гідрослюд	Крихких слюд	Нормальних слюд	6
–	–	Донбасит, судоїт, кукеїт	Вермикуліт	Ілліт, серицит, глауконіт	Маргарит	Мусковіт, арагоніт, фенгіт	7
Шамозит	Пенін, клінохлор	Пенін, кліно-хлор	–	Гідробіотит	Клінтоніт	Флогопіт, біотит	8

1	2	3	4	5	6	7	8
Ланцюжково-шарувата	триповерхова 2:1	–	10,5 та 12,5	Палегорськіту–сепіоліту	–	Палегорськіт, Сепіоліт	–
Змішано-шарувата	–	–	10,05–15,4	–	Впорядкованих	Ректорит	–
					Невпорядкованих	–	–

Таблиця 6

Класифікація глинистих порід (граноморфні сіалітні породи за Ю. П. Казанським (1987)

Мінеральна група	Тип глин		
	Основний	**Складний**	**Змішаний**
Каолінітова	Каолінітові і галуазитові	Галуазито-каолінітові	Глини і аргіліти каолініт-монтмо-рилоніт-хлорит-гідрослю-дистого складу, глини і аргіліти з цеолітами хлорит-гідрослю-дисті, гід-рослюдисто-пірофілітові, хлорит-гід-рослюдисті аргіліти та ін.
Монтморилонітова	Монтморилонітові і нонтронітові	Нонтроніто-монтморилонітові	
Палегорськітова	Палегорськітові і сепіолітові	Сепіоліто-палегорськітові та ін.	
Гідрослюдиста	Гідрослюдисті		
Глауконітова	Глауконітові		
Хлоритова	Хлоритові		
Вермикулітова	Вермикулітові		
Алофанова	Алофанові		

Кристалічну структуру магнезіальних силікатів вважають шарувато-стрічковою, або стрічково-шаруватою.

Основою будови глинистих мінералів, як і всіх філосилікатів (слюд і слюдоподібних мінералів), є два елементи: кремнекисневі тетраедри і алюмогідроксильні октаедри. Кожен з них, з'єднавшись з однотипними елементами, свої найпростіші шари – сітки: тетраедричні і октаедричні. Різнорідні сітки, поєднавшись утворюють складніші структурні елементи – пакети, або шари (рис. 3, 4). У поєднанні у них сіток розрізняють мінерали з двох- (1:1), трьох- (2:1, тобто дві октаедричні сітки, відокремлені тетраедричною) і умовно з чотирьохповерховими (2:1:1) шарами (рис. 5).

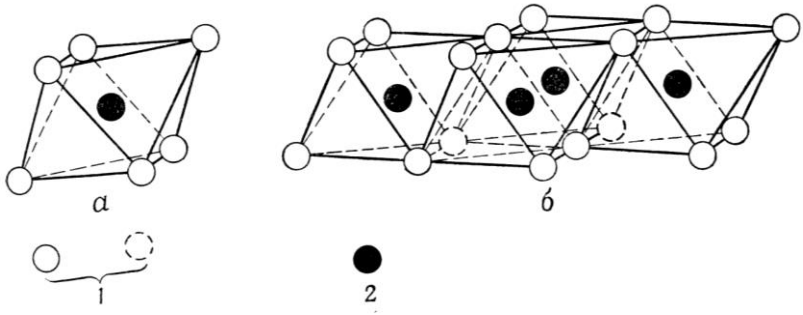


Рис. 3. Схематичне зображення окремого октаедра (а) й октаедричної сітки структури (б)

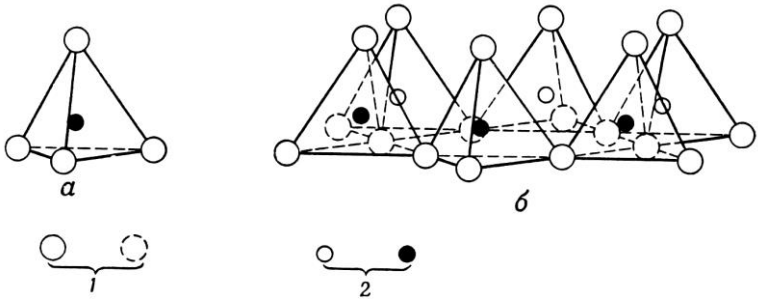


Рис. 4. Схематичне зображення окремого кремнекисневого тетраедра (а) і сітки кремнекисневих тетраедрів розташованих за гексагональним мотивом (б). Чорними і білими кульками позначені катіони, і аніони відповідно.

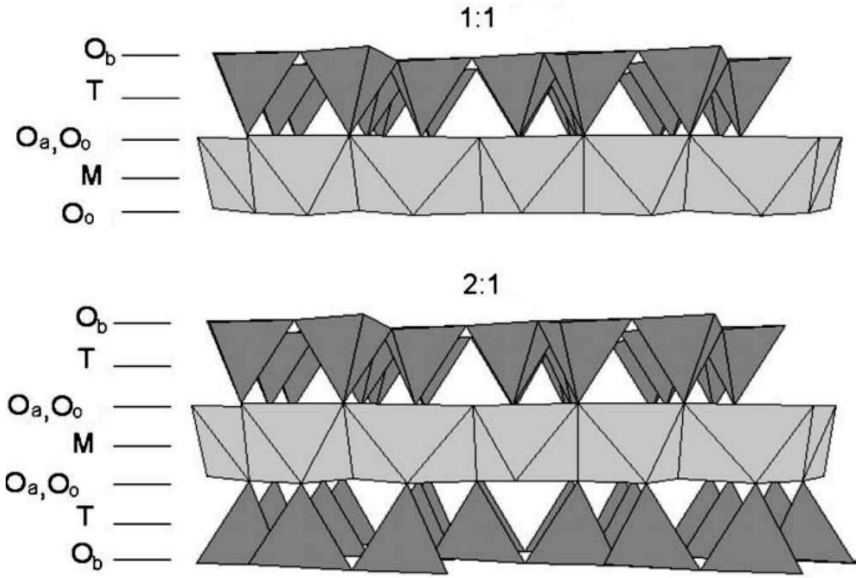


Рис. 5. Моделі 1:1 та 2:1 у структурі шару O_a, $O_б$ і O_o, що відображають тетраедричні вершинні, тетраедричні базисні і октаедричні аніонні позиції відповідно. М і Т – октаедричний і тетраедричний катіони (Ф. Бергай, Б. Зенг, Г. Лагалі (2006).

Глинисті мінерали можна ідентифікувати як гідрооксиди кремнію, алюмінію чи магнію (табл. 7). Крім того, їх можна розглядати як стійкі солі двовимірних полі аніонів та їхніми комплексоутворюючими (змінними) катіонами що продовжують октаедричні сітки.

Таблиця 7

Формули (хімічний склад) деяких глинистих мінералів представлених у шарах 1:1 і 2:1 (за Ф. Бергая, 2006)

Групи мінералів	Диоктаедрична позиція	Триоктаедрична позиція
1	***2***	***3***
Серпентину-каоліну	каолініт $(Si_2)^{IV}(Al_2)^{VI}O_5(OH)_4$	серпентин $(Si_2)^{IV}(Mg_3)^{VI}O_5(OH)_4$

1	*2*	*3*
Тальку-пірофіліту	пірофіліт $(Si_4)^{IV}(Al_2)^{VI}O_{10}(OH)_2$	тальк $(Si_4)^{IV}(Mg_3)^{VI}O_{10}(OH)_2$
Смектиту	монтморилоніт $(Si_4)^{IV}(Al_{2-y}Mg_y)^{VI}O_{10}(OH)_2\ yM^+ .nH_2O$	гекторит $(Si_4)^{IV}(Mg_{3-y}Li_y)^{VI}O_{10}(OH)_2\ yM^+ .nH_2O$
	бейделіт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Al_2)^{VI}O_{10}(OH)_2\ xM^+ .nH_2O$	сапоніт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Mg_3)^{VI}O_{10}(OH)_2\ xM^+ .nH_2O$
Вермикуліту	вермикуліт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Al_{2-y}Mg_y)^{VI}O_{10}(OH)_2\ (x+y) .M^+$	вермикуліт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Mg_{3-y}Mg_y{}^{3+})^{VI}O_{10}(OH)_2\ (x+y) /2M^{2+}$
Група слюд	селадоніт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Fe_{2-y}Mg_y)^{VI}O_{10}(OH)_2\ (x+y)\ K^+$	лепідоліт $(Si_{4-x}Al_x)^{IV}(Mg_{3-y}Li_y)^{VI}O_{10}(OH)_2\ (x+y)\ K^+$
	мусковіт $(Si_3Al)^{IV}(Al_2)^{VI}O_{10}(OH)_2,\ K^+$	флогопіт $(Si_3Al)^{IV}(Mg_3)^{VI}O_{10}(OH)_2,\ K^+$
	маргарит $(Si_2Al_2)^{IV}(Al_2)^{VI}O_{10}(OH)_2,\ Ca^{2+}$	клінтоніт $(SiAl_3)^{IV}(Mg_2Al)^{VI}O_{10}(OH)_2,\ Ca^{2+}$

Детальніша класифікація мінералів з трьохповерховим типом структури базується на фізичних та хімічних особливостях, що відображається на здатності мінералів набухати у воді. За цією ознакою виділяють мінерали з набухаючою градкою (групи монтморилоніту та вермикуліту) і мінерали, які не мають таких властивостей (гідрослюди).

У перших, зв’язки між шарами дуже слабкі, що відображено у добрій спайності та здатності поглинати значну кількість води, катіони і органічні сполуки. В результаті цього, розширення градки може бути значною (майже в три рази). У вермикулітів розширення градки менш значне, що можна пояснити великими розмірами частинок вермикулітоваих шарів, кращою упорядкованістю шарів та іншими міжшаровими катіонами – Mg^{2+}, Ba^{2+}, Li^+, K^+, NH_4^+ замість Na^+ частково Ca^{2+} H^+, характерних для монтморилонітів.

Велика здатність розбухаючих мінералів до поглинання катіонів пояснюється електричною неврівноваженістю їхньої структури, що викликається частими ізоморфними нерівно валентними заміщеннями Si^{4+} на Al^{3+}; Al^{3+} на Mg^{2+} як в октаедричних так і в тетраедричних позиціях. Це викликає негативний заряд градки в цілому, який і урівноважується поглиненими катіонами, часто обмінними.

Мінерали з нерозбухаючою градкою (гідрослюди) відрізняються від тих, які мають здатність до розбухання міцним зв'язком шарів завдяки катіонам K^{+} деколи Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, H^{+}, які не є обмінними. Вони повністю урівноважують негативний заряд шарів, який є вищим ніж у мінералів, які набухають та викликають заміщення Si^{4+} на Al^{3+}. Полярні іони (наприклад, вода) не можуть потрапляти між шари і викликати розширення градки. Подальший поділ розглянутих груп мінералів та виділення мінералогічних видів базується на відмінностях в їхньому хімічному складі, які видно з повсюдних заміщень Si^{4+} в тетраедричних і особливо Al^{3+} в октаедричних позиціях.

Це призводить до зміни форми, кольору заломлення та інших властивостей. Наприклад, у разі заміщення (майже повного) у октаедричній сітці монтморилоніту Al^{3+} на Mg^{2+} утворюється сапоніт, а у разі заміщення Al^{3+} на Fe^{3+} – нонтроніт, Al^{3+} на Zn^{2+} – сапоніт тощо. У гідрослюдах відбувається аналогічне заміщення іонами Mg^{2+}, Fe^{2+} (або Fe^{3+}) і формуються біотитові мінерали, а за допомогою іонів Fe^{2+}, Fe^{3+} та Mg^{2+} – глауконіт.

Оскільки радіуси іонів Fe^{2+}, Mg^{2+} мають великий розмір і строго не відповідають градці монтморилоніту, відбувається значне заміщення, що відображається на видовженій формі кристаликів.

До переліку головних структуроутворюючих факторів відноситься наявність заряду на поверхні глинистих частинок, який виникає за умов ізоморфного заміщення одних катіонів іншими у структурі глинистих мінералів. У цьому разі, ізоморфізм, який представлений у мінералах з триповерховим типом структури, відбувається як вздовж тетраедричних так і октаедричних сіток.

Найменшу здатність до ізоморфізму проявлена у групі каолініту. Натомість у групі монтморилоніту, заміщення відбувається передовсім вздовж октаедричних сіток, де Al^{3+} заміщується Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Cr^{3+}, Zn^{2+}, Li^{+} та іншими; у більшості гідрослюд ізоморфізм приурочений до тетраедричних сіток і пов'язаний з заміщенням Si^{4+} на Al^{3+}. Щільність заряду на базисних поверхнях

гідрослюд у 1,5 рази є вищим ніж у монтморилоніту. На структурування частинок здійснює деякий вплив заряд бокових поверхонь частинок, який виникає під дією ненасичених валентних зв'язків атомів сіток та у зв'язку з цим адсорбцією іонів.

Варто зазначити, що двошарова градка каолініту є асиметричною, і це допомагає зміцнити зв'язок із сусідніми шарами. Тому, у багатьох випадках кристали каолініту мають значні розміри.

Нагадаємо, що в мінералогії шаруватих силікатів розглядаються так звані змішаношаруваті утворення. Змішаношаруваті мінерали[1] – це утворення, в яких чергуються шари і пакети різного типу, причому упорядкованість чергування може бути різною. Установлюються як упорядковані, так і неупорядковані змішаношаруваті утворення. Для упорядкованих змішаношаруватих мінералів використовують спеціальні назви (сангарит, коренсит, алевардит, тосудит, ректорит), неупорядковані позначаються поєднанням назв мінералів, з типів шарів яких побудований змішаношаруватий мінерал.

В глинистих мінералах розрізняють три групи структурних змін:

1) поліморфне перетворення – відбувається повна перебудова структури зі зміною координації катіонів;

2) політипія – змінюється положення структурних елементів (шарів, пакетів) один відносно іншого при збереженні всередині цих елементів (збереження структурного мотиву, координаційного числа та ін.);

3) упорядкування – змінюється розподіл катіонів, а каркас повністю зберігається.

Використання мінерального складу для класифікації глинистих порід становить певні труднощі, оскільки глинисті мінерали характеризуються дуже подібними властивостями та пов'язані один з одним поступовими переходами внаслідок взаємоперетворень одних мінералів в інші і через явища заміщення атомів, що найчастіше призводить до відокремлення мінералів з одним типом будови кристалічної градки. Відомими є приклади поступового переходу між основними глинистими мінералами: каоліном і гідрослюдами через монотерміти, монтморилоніт, бейделіти. Такий

[1] Змішаношаруватий характер глинистих мінералів виражається чергуванням однотипних структур різної дефектності, існуванням міжшарових проміжків різної природи і наявність різних структурних типів побудов. Іноді всі три структурні варіації присутні в комбінації.

самий поступовий перехід існує між гідрослюдами і монтморилонітами; проміжні мінерали називаються монтморилонітизованими гідрослюдами і гідрослюдизованими монтморилонітами.

Перетворення одних глинистих мінералів в інші відбуваються повільно при зміні умов, в результаті чого трапляється матеріал різних стадій процесу перетворення і, відповідно, з різним співвідношенням первинних та кінцевих продуктів. Відтак, коли перевідкладається і переноситься матеріал, глинисті мінерали додатково перемішуються, а мінеральний склад змінюється.

На думку В. Т. Фролова (1964), змішано-шаруваті мінерали з двох- і трьохповерховими типами структур займають проміжне положення відносно інших мінералів, які мають двох- і трьохповерхові типи структур. Ці змішано-шаруваті мінерали представлені зростками, у яких триповерхові шари гідро слюдистого чи монтморилонітового типів чергуються з двохповерховими каолінітовими. В результаті цього відповідно утворюються мінерали монотерміту і бейделіту, які характеризуються властивостями, перехідними між кінцевими членами рядів гідрослюда – каолініт і монтморилоніт – каолініт. Кількість трьох- та двохповерхових шарів у структурі цих мінералів непостійна і залежить від стадії перетворення мінералів.

Інший клас змішано-шаруватих мінералів – хлорити – на противагу монотермітам і бейделітам, відрізняється правильністю та рівномірністю чергування шарів, які представлені одноповерховими октаедричними шарами типу бруситу і трьохповерховими слюдоподібними міцнозв’язаними шарами. Численні різновиди хлоритів відрізняються складом і характером, зокрема впорядкованістю положення хлоритових шарів. Власне, велика гідратація хлориту відрізняє дрібнолускуваті різновиди від кристалізованих.

Отже, всі глинисті породи за складом глинистих мінералів можна поділити на три групи: мономінеральні, олігоміктові і поліміктові. В межах цих груп виділяються мінералогічні типи, головні з яких наведені в табл. 8

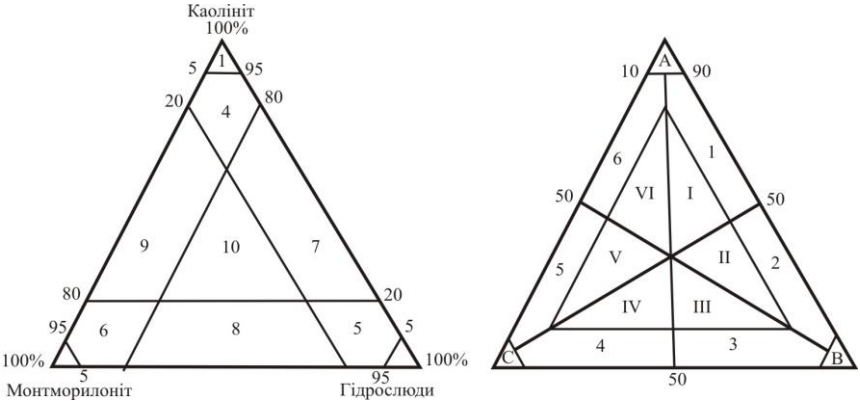
Таблиця 8

Мінералогічна класифікація глинистих порід (за В. Т. Фроловим, 1993)

Мономінеральні і олігоміктові (мало змішані) групи	Мезоміктові (середньо змішані) і поліміктові (сильно змішані) групи
Каолінітові	Каолініт–гідрослюдисті
Монтморилонітові	Гідрослюдисто–смектитові
Гідромусковітові (серицитові)	Смектит–гідрослюдисті
Глауконітові	Хлорит–смектитові
Нонтронітові	Хлорит–гідро слюдисті
Серпентинові	Гідробіотит–вермикуліт–глауконітові
Палегорськітові	Каолініт–хлорит–гідрослюдисті

Відтак, асоціації глинистих мінералів умовно можна поділити на дві групи – на відносно прості (закономірні) і складні (незакономірні). До перших, як правило, відносяться бімінеральні глини, у яких обидва мінерали пов'язані взаємоперетвореннями (наприклад каолініт-гідрослюдисті, гідрослюдисто-сметитові), а до других – змішані поліміктові глини (наприклад каолініт-гідро-слюдисто-монтморилонітові).

Речовинні класифікації. Відповідно до існуючих груп глинистих мінералів (рис. 6) теоретично виділяють групи мінеральних порід: глини каолінітові, смектитові (монтморилонітові), гідрослюдисті (іллітові), хлоритові, сепіолітові, палигорськітові, вермикулітові складені аморфною силікатною речовиною – алофанові, а також уламковим матеріалом пелітового розміру – уламкові пелітоліти. В природі чисті мономінеральні глини трапляються зрідка, а відтак, для вирішення пробем класифікації глинистих порід доводиться мати справу з глинистими сумішами (рис. 7, 8).



а *б*

Рис. 6. Діаграми складу глинистих відкладів системи каолініт–іліт–смектит *а* – (з використанням Н. В. Логвиненко, 1984). Цифрами вказано номер полів: 1–3 мономінеральні глини (1–каолінітові, 2–гідрослюдисті, 3–монтморилонітові); 4–6 перехідні (4–гідрослюдисто–каолінітові, 5–каолініто–гідрослюдисті, 6–гідрослюдисто–монтморилонітові); 7–9 полімінеральні (7–монтморилоніто–гідрослюдисто–каолінітові, 8–каолініт-гідрослюдисто-монтморилонітові, 9–гідрослюдисто–каолініт–монтморилонітові). 10–глини змішаного складу, у яких вміст кожного компонента більше 20%. *б* – (з використанням Н. В. Логвиненко, 1972). Цифрами вказано номер полів: А–С мономінеральні глини (А–каолінітові, В–ілітові, С–монтморилонітові); 1–6 бімінеральні (1–іліт–каолінітові, 2–каолініт–іллітові, 3–монтморилоніт–іллітові, 4–ілліт–монтморилонітові, 5–каолініт–монтморилонітові, 6–монтморилоніт–каолінітові); I–VI три мінеральні (I–монтморилоніт–ілліт–каолінітові, II–монтморилоніт–каолініт–іллітові, III–каолініт–монтморилоніт–іллітові, IV–каолініт–ілліт–монтморилонітові, V–ілліт–каолініт–монтморилонітові, VI–ілліт–монтморилоніт–каолінітові

Отже, виділяються такі мінеральні групи: К–каолінова, яка визначається за вмістом каолініту >50%, І–філітова (ілліту >50%), С–смектитова (смектиту >50%), яка розташовується поблизу відповідних вершин трикутної діаграми і М–мікститова, або мікститова – змішана мінеральна група, що займає центральне положення у трикутнику. Відтак, на діаграмі (див. рис. 5а) виділено поля (1–3) мономінеральних порід: каолінітових з вмістом каолініту >90%, філітових (2) і смектитових (3), які містять понад 90% відповідних мінералів. Вибір критеріїв для детальнішого розподілу

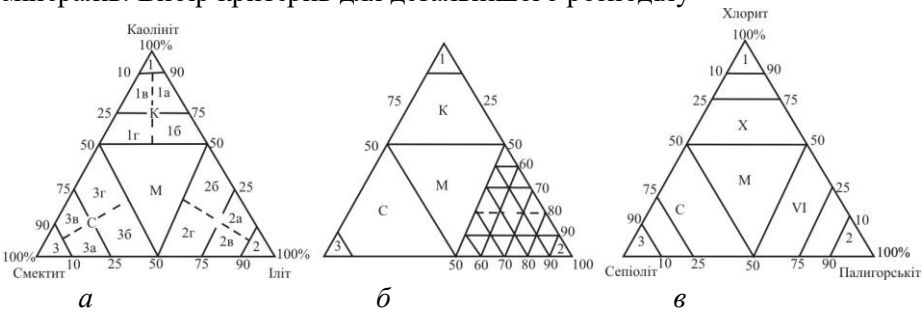


Рис. 7. Діаграми складу глинистих відкладів (за Є. И. Сергеєвим, 1996)
а – асоціація каолініт–ілліт–смектит (II порядок): К–каолінітова група, І–ілітова група, С–смектитова група, М–мікститова група. 1–каолінові глини (1а–іллітисті каолінітові, 1б–іллітові каолінітові, 1в–смектитисті каолінітові, 1г–смектитові каолінітові); 2–іллітові глини (2а–каолінітисті іллітові, 2б–каолінітові іллітові, 2в–смектитові іллітові); 3–смектитові глини (3а–іллітисті смектитові, 3б–іллітові смектитові, 3в–каолінітисті смектитові, 3г–каолінітові смектитові) *б* – групування трикутників з поділом І та ІІІ порядків. Сітка І порядку – лінії з 50% вмістом компонентів: сітка ІІІ порядку у правому фрагменті трикутної діаграми – лінії з 10% вмістом компоненту,
в – асоціація хлорит–сепіоліт–палигорськіт. Мінеральна група: Х–хлоритова, П–палигорськітова, С–сепіолітові, М–мікститова

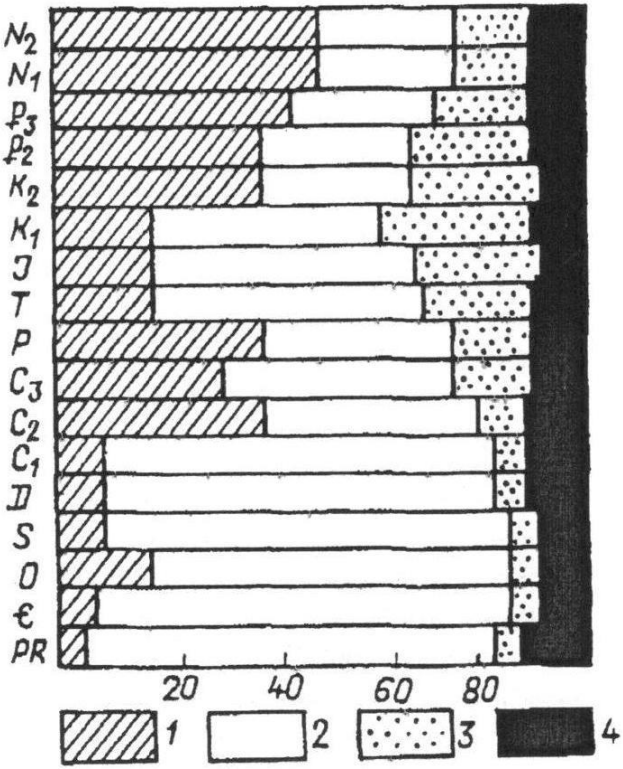


Рис. 8. Склад глинистих мінералів (за Ф. Дж. Петтіджоном, 1981).
1–набухші глини, 2–ілліт, 3–каолініт, 4–хлорит

У класифікаційних схемах пелітолітів перевага надається тетраедричному способу зображення, який дає змогу врахувати чотири головні породотвірні глинисті мінерали: каолініт, смектит, гідрослюду і хлорит.

Зокрема, у класифікаційній схемі збережено принцип розподілу за вмістом переважаючого компонента. Лінія 50%-ного вмісту головних глинистих мінералів ілліту, каолініту та смектиту проводиться через середини ліній трикутної діаграми поліляючи її на чотири поля. Кожен з новоутворених трикутників належить до певного рівня мінеральної групи. Всередині названих головних мінеральних груп або сімейств обумовлений загальними принципами, які дають змогу співставити класифікаційні схеми як

глинистих, так і інших типів осадових порід. Ці критерії визначаються за лініями, які відповідають вмісту компонентів 25 і 75%, що дає змогу врахувати наявність домішок глинистих мінералів з вмістом їх від 50 до 25 і від 75 до 90% та дає підстави назвати породу з використанням допоміжних прикметників, які закінчуються на «-а”» або ж «-ста» відповідно. Результатом такої деталізації є виділення в межах кожного сімейства глин кількох мінерально-петрографічних видів. Наприклад, у каоліновому сімействі виділяють глини: 1а–іллітиста каолінова (з вмістом каолініту 75–90, а іліту 25–10%); 1б–філітова каолінова (каолініту 75–50, іліту 25–50%); 1в–смектитиста каолінова (каолініту – 75–90, смектиту 25–10%); 1г–смектитова каолінітова (каолініту 75–50, смектиту 25–50%) тощо.

Загальновідомо, що хлорит значно поширений у глинистих породах. Ф. Дж. Петтіджоном, 1981 вивчав присутність хлориту у глинистих породах Північної Америки (див. рис. 8). Проте на думку Н. В. Логвиненко, (1988) для відображення складу більшості глин доцільно використовувати не трикутну діаграму, а тетраедр у вигляді об’ємної фігури (рис. 9), або навіть його проекцію на площину з вершинами каолініт–ілліт–смектит і ілліт–смектит–хлорит (рис. 10).

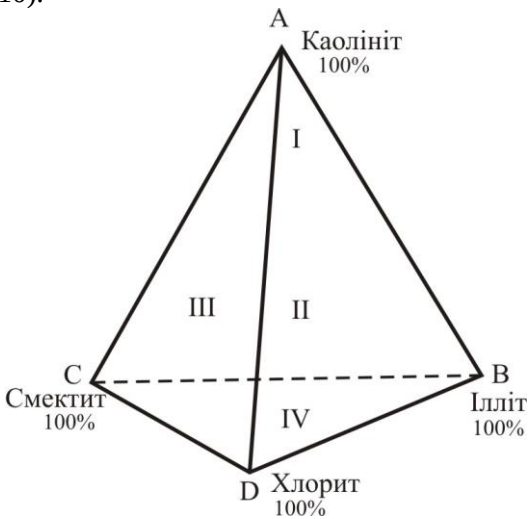


Рис. 9. Асоціації головних глинистих мінералів
I – каолініт–смектит–іліт; II – каолініт–іліт–хлорит;
III – каолініт–смектит–хлорит; IV – смектит–іліт–хлорит

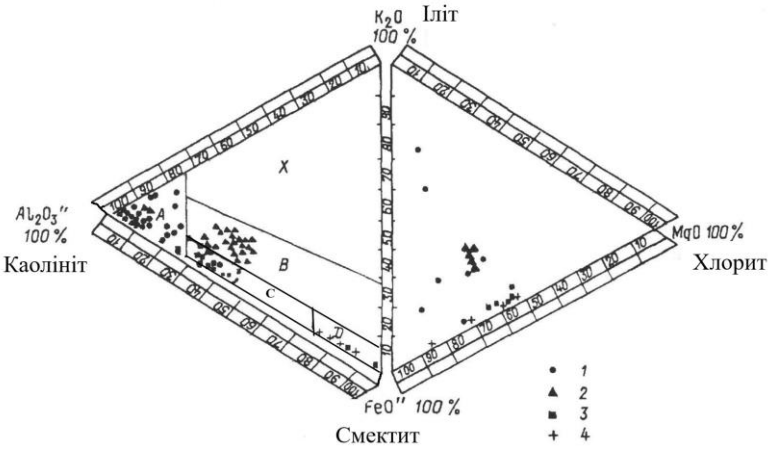


Рис. 10. Класифікаційна діаграма глинистих порід за хімічним складом, який відображає мінеральний склад (за В. Н. Швановим, 1998)
Вихідні параметри:
$Al_2O_3'' = Al_2O_3 – (CaO+Na_2O)$; K_2O; $FeO'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO$; MgO
1–4 аналізи глин (1–каолінітових, 2–гідрослюдистих, 3–смектитових, 4–хлоритових
Поля: А – каолінітів, В –ілітів, С –смектитів, D – хлоритів

Можливості не лише оптичної мікроскопії, але й інших методів часто сильно обмежені для отримання кількісної оцінки складу глинистих мінералів і визначення на цій підставі мінерального виду породи.

З переліку можливих способів визначення мінерального виду глин розглянемо хімічний склад. Як вже було згадано, спроби використовувати хімічний склад глин для їхньої систематики зазнавали невдач з причин відносної однорідності глинистих відкладів. На рисунку 10 за петрохімічні параметри, які визначають вміст вершин діаграми вибрані породотвірні оксиди або їхні суми, які присутні у максимальній кількості у відповідних мінеральних типах глин: Al_2O_3'' – у каолінітових глинах, K_2O – в гідрослюдистих, $FeO'' = FeO + Fe_2O_3 + MgO$ – у смектитових, MgO – переважно має високий вміст у хлоритових глинах. Для цих параметрів визначають молекулярні кількості. Суму значень петрохімічних параметрів приводять до 100%. Значення головних параметрів

наносять на ліву та праву частини діаграми. Нанесені на діаграму по вибраним параметрам Al_2O_3'', K_2O, і FeO'' глинисті відклади розташовуються у відповідні поля діаграми.

Класифікація глинистих порід на структурному рівні.

Як відомо, ознака виду визначаються особливостями структуроутворюючих компонентів у глинистій масі, ступінню збереженості компонентів порід, на які вплинули процеси глинизації. Відтак, різноманіття структурних різновидів залежить від розміру структуроутворюючих компонентів.

Крім того, вивчення глинистих порід за ознаками структури агрегатів полягає у встановленні співвідношень глинистого та уламкового матеріалу чи компонентів біогенного походження. Водночас характеристики однорідності чи неоднорідності глинистого матеріалу у породі, ступінь кристалічності й агрегованості, розміру зерен та їхні взаємовідношення допомагають більше дізнатися про досліджувану глинисту породу.

За основу назв структур різними дослідниками взяті неоднакові ознаки. Деякі з них беруть за основу структурні назви розміру частинок, які входять до складу глин (структура пелітова, алевропелітова), інші – форму глинистих мінералів (структура лускувата). У тому разі, коли в назві структури важливо зазначити характер перекристалізації глинистої речовини (форма крупних або дрібних лускуватих агрегатів чи зростків глинистих мінералів, а також порфіробластів) в ролі головних ознак для назви структур зазначається кристалічність і форма. Групувати структури глин лише за однією чи іншою ознакою не можна.

Відтак, своєрідність структур глинистих порід визначається: а) розмірами частинок глинистої речовини; б) наявністю у багатьох з них частинок кластичного матеріалу; в) наявністю органічних решток рослинного або зоогенного походження; г) характером і формою кристалізації аутигенних глинистих і неглинистих мінералів; д) наявністю залишків окремих компонентів первинних структур і е) співвідношенням усіх складових частин між собою.

У таблиці 9 наведено групування структур за різними ознаками.

Пелітова структура притаманна глинистим породам, які містять не менше 95 % зерен розміром < 0,01 мм. Розрізняють тонкопелітову (лептопелітову) і крупнопелітову (мегапелітову) структури. Проте, пелітовий структурний ряд з діаметром частинок 0,01–0,0001 мм значно поширений. Серед них можна виділити

колоїдально-пелітові, дисперсно-пелітові, дрібно-пелітові, агрегатно-пелітові та інші різновиди.

Тонкопелітова структура характерна для тонко дисперсних глинистих порід, складених понад 50 % зернами розміром < 0,001 мм. і містять менше ніж 50 % зерен від 0,01 до 0,001 мм. Тонкопелітова структура може бути як однорідною так і неоднорідною. У однорідних структурах об'єднані в агрегати глинисті частинки важко розрізнити за допомогою мікроскопу (збільшення 40^x і 60^x).

Таблиця 9

Класифікаційні ознаки пелітолітів (за А. В. Хабаковим, 1962)

Ознаки	**Структури**
За розміром частинок породотвірної глинистої речовини	Пелітова (тонко- крупнопелітова
За поєднанням глинистих та уламкових частинок	Алевропелітова, псамопелітова
За поєднанням глинистих частинок і рослинних залишків (фюзенізування, гелефіковані рештки, спори, пилок та інші елементи)	Фітопелітова
За характером перекристалізації речовини - Прихована кристалізація глинистих мінералів; - Часткова перекриталізація глинистої речовини з утворенням порфіробластів глинистих або неглинистих мінералів - Повна перекристалізація глинистої речовини	Кристалічна - Приховано кристалічна (псевдоаморфна); - порфіробластові - повно кристалічна (лускувата)
За збереженням ознак первинних структур (окремих мінералів або їхніх контурів)	Реліктова

До коломорфних структур відносять ооїдну і оолітову. Інші коломорфні структури не мають спеціальних назв і поєднуються переважно з плямистою мікротекстурою та її різновидами: зональною, струменевою, пластівцеподібною, очковою тощо. Майже у всіх коломорфних структурах є тонкодисперсна органічна або мінеральна речовина (наприклад, окисли заліза).

Ооїдна структура характеризується присутністю у тонкодисперсній масі породи кулястих або неправильної форми утворень різного розміру. Вони не мають центру кристалізації, а забарвлюються органічними сполуками або окислами заліза інтенсивніше ніж основна маса породи.

Оолітова структура на відміну від ооїдної, характеризується розвитком оолітів, що мають концентри довкола центрального ядра, складеного тонкодисперсною (глинистою) речовиною. До складу концентрів можуть входити як глинисті мінерали так і інші компоненти: органічні речовини, окисли і гідроокисли заліза. Якщо переважають ооїди, то структуру називають ооїдною, проте, за умови коли у породі переважають кулясті утворення з концентрами (оолітів), структуру називають оолітовою.

Утворення коломорфних структур у глинистих породах пов'язане з виникненням глинистих мінералів на місці, у результаті осадження, старіння та кристалізації гелів відповідного складу. Вони виникають як у період відкладання осадів, так і в пізніші стадії – діагенезу і епігенезу – у разі заміщення одних мінералів іншими.

Крупнопелітова структура характерна для крупно дисперсних глин, які містять частинки розміром 0,01–0,001 мм у кількості понад 50%. Окремі луски глинистих мінералів можна діагностувати під мікроскопом за умов збільшення 20^x і 40^x

Алевропелітова структура характерна для алевритистих і алевритових глинистих порід і обумовлена присутністю у глинистій масі кластичних зерен різних мінералів розміром 0,01–0,1 мм у кількості від 5 до 50 %.

Псамопелітова структура характеризується наявністю у глинистій масі зерен уламкових мінералів розміром > 0,1 мм у кількості від 5 до 50 %. Ця структура властива для піщаних та піщанистих глин.

Часто спостерігаються змішані псамоалевропелітові і алевропсамопелітові структури. Більшість глин характеризується пелітовою, алевропелітовою і псамопелітовою структурами. Ці глини

утворюються у долинах річок, озерних і морських водойм у результаті спільного відкладання уламкового і глинистого матеріалу.

Фітопелітова структура характеризується присутністю у основній глинистій масі помітної кількості рослинних залишків різного розміру. Ці рослинні залишки, переважно, представлені добрезбереженними елементами рослин (макро- і мікроспори, коріння, колонії водоростей). Також, трапляються змінені (вуглефіковані, гелефіковані) рештки за результатами впливу вуглистих чи тонкодисперсних органічних сполук. Встановлено два головних процеси перетворення рослинних тканин: телефікація (студнеутворення) і фюзенізація (обвуглювання). Ці процеси відбуваються по-різному, та відіграють значну роль у формуванні структур глин.

Процес гелефікації рослинних залишків відбувається за умов відновного середовища та впливу анаеробних бактерій в межах боліт. Натомість, процес фюзенізації (перетворення рослинних залишків у вуглисту напівпрозору і непрозору речовину) відбувається в умовах окисленого середовища під впливом аеробних бактерій.

В. Н. Шванов, (1998) запропонував структурну класифікацію глинистих порід, яка побудована на генетичній основі. Цим дослідником проведено типізацію структур у незмінених породах: первинних відкладах (аутоглинах) та кластоморфних (аглоглинах). У цій структурній класифікації, глинисті породи групуються у чотири структурних роди, дев'ять видів та кілька різновидів (табл. 10, 11, рис. 11).

Таблиця 10

Структурна класифікація пелітолітів (за В. Н. Шванов, 1998)

А. Пелітова структура.

1. Дисперсно–пелітова і колоїдальна (0,005–0,0001 та < 0,0001 мм).
2. Агрегатно–пелітова (0,005–0,1 мм).

Б. Інклюдо-пелітова структура. Виділяються за вмістом глинистої складової і уламків різного походження теригенного і біогенного) з вмістом їх від 5 до 50%.

1. Кластоморфно–інклюдо–пелітова.
   а. Алевро-пелітова з розміром уламків (0,05–0,005 мм).
   б. Псамо–пелітова (2,0–0,05 мм).
2. Біоморфно (зоо- і фіто-)-інклюдо–пелітова.

а. Дрібноскелетна (0,25–0,1 мм).

б. Тонкоскелетна (0,1–0,01 мм).

в. Мікроскелетна <0,01 мм.

В. Уламкова структура.

1. Кластогенна

а. Дрібноуламкова (0,25–0,05 мм).

б. Середньоуламкова (0,5–0,25 мм).

в. Крупноуламкова (1–0,5 мм).

г. Грубоуламкова >1,0 мм.

2. Інтракластова.

3. Фрагментарна.

Г. Псевдоморфна структура.

1. Зі збереженням структури порід, які заміщують. Назву дають залежно від структури материнських порід.

а. Осадова псевдоморфна структура

$а_1$ Реліктова алевритова. Розмір уламків материнських порід (0,05–0,005 мм).

$а_2$ Реліктова псамітова (2–0,05 мм).

$а_3$ Реліктова гравелітові >2,0 мм

б. Сапролітова. Виникає за рахунок глинизації магматичних і метаморфічних порід.

$б_1$ Реліктова псевдоморфна гранітна структура.

$б_2$ Реліктова діабазова.

$б_3$ Реліктова вітро-кристало- і літокластична.

2. Без збереження структури заміщуючих порід. Назва визначається структурними особливостями глинистої речовини, яка заміщує материнську породу.

а. Псевдоморфна пелітова.

б. Псевдоморфна агрегітова.

в. Псевдоморфна мікалітова.

Важливою умовою для успішної реалізації завдань з класифікації, є вивчення взаємозв’язків між складом і структурою глинистої речовини. Власне ці взаємозв’язки доцільно вивчати в бездомішковому глинистому середовищі. Через вплив раніше перерахованих структуроутворюючих факторів категорія пелітових структур може бути досить різноманітною, а розміри глинистих частинок та глинистих агрегатів можуть змінюватися у широкому діапазоні від 0,001 мм і менше до 1–2 і більше. У структурній класифікації пелітолітів залежно від розміру частинок та ступеню їх агрегованості виділяють ряд структурних груп і гранулометричних

типів (див. табл. 10).

Як вже було зазначено, серед пелітових структур також виділяють *колоїдально-пелітові, пелітові, агрегатно-пелітові і агрегітові*.

Агрегатно-пелітові і агрегатні структури значно поширені. Номінальні межі для більшості гранулометричних типів проведені з врахуванням розміру частинок, що враховується у класифікаціях інших типів осадових порід.

Колоїдально-пелітові та пелітові структури поширені зрідка, оскільки знаходження глинистої речовини у диспергованому стані в результаті дії різноманітних структуроутворюючих факторів є менш ймовірним ніж в агрегованому. Позаяк, агрегатно-пелітові і агрегатові трапляються значно частіше.

Як було зазначено у табл. 10, серед *кристалічних структур* розрізняють: прихованокристалічну (псевдоаморфну), порфіробластові і повно кристалічну (лускувату) структури.

Таблиця 11

Гранулометрична класифікація пелітолітів з пелітовою і агрегатно-пелітовою структурами (за В. Н. Швановим, 1998)

Шкала φ	Розмір частинок	Класи	Назва частинок	Структурна група	Гранулометричний вид
0	1,0	1–0,1	Агрегіти	Агрегітова	Мікалітова або гіганто-лускувата (гіганто-пелітова)
1	0,5				
2	0,25				
3	0,125				
4	0,063	0,1–0,05	Агрегіти і пеліти	Агрегітно-пелітова	Грубо-пелітова
5	0,031	0,05–0,01			Крупно-пелітова
6	0,0136				
7	0,0048	0,01–0,005			Середньо-пелітова
8	0,0039	0,005–0,001	Пеліти	Пелітова	Дрібно-пелітова
9	0,0020				
10	0,00098				
11	0,00049	0,001–0,0001	Колоїдіти і пеліти	Колоїдально-пелітова	Дисперсно-пелітова і колоїдно-пелітова
12	0,00024				
13	0,00012				
14	0,00006				

Прихованокристалічна (псевдоаморфна) структура характеризується тим, що глиниста речовина під мікроскопом з аналізатором є ізотропною або майже ізотропною. Приховано-кристалічна структура трапляється у деяких каолінових вогнестійких глинах і первинних аргілітах з коломорфною будовою та на окремих ділянках залишкових глин.

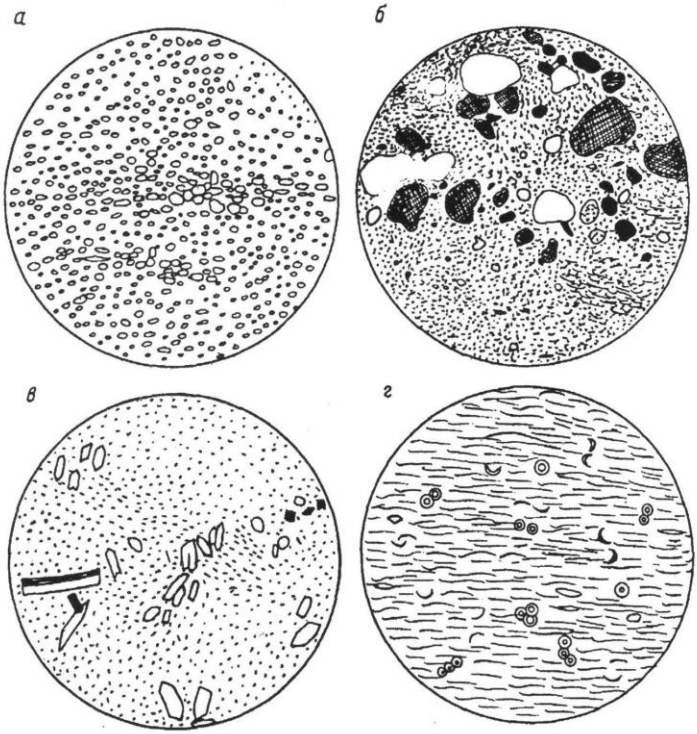


Рис. 11. Види мікроструктур пелітових порід (В. Н. Шванов, 1998).
а – чергування пелітових і агрегатно-пелітових форм, які утворюють мікрошарувату текстуру. Кембрій, р. Тосна;
б – гідрослюдиста глина з іклюдо-пелітовою структурою з включеннями сульфатів, карбонатів і піриту;
в – гідрослюдиста глина з лускуватою структурою;
г – смектитова глина з інклюструктурою. Карбон. р. Мета

Порфіробластова структура характеризується наявністю добре розвинених кристалів або великих кристалічних зростків і агрегатів глинистих і неглинистих мінералів серед тонко дисперсної, зрідка, крупнодисперсної глинистої маси. Глиниста речовина може бути як прихованокристалічною так і розкристалізованною. Порфіробласти аутигенних глинистих мінералів виникають у глинистих породах під час діагенезу, епігенезу, раннього метаморфізму, а також звітрювання за рахунок кристалізації колоїдних речовин відповідного складу.

Порфіробластові структури з виділенням кристалів глинистих мінералів або ж їхніх зростків характерні як для осадових глинистих порід, так і для глинистих утворень кір звітрювання. Нерідко порфіробласти глинистих мінералів у глинистих породах кори звітрювання спостерігаються у поєднанні з залишками первинних структур.

Неглинисті аутигенні мінерали виникають у вигляді порфіробластів різної форми серед глинистої речовини; вони можуть бути представлені сферокристалами і зернистими агрегатами сидериту, кристалами кальциту, піриту, марказиту, гіпсу пластинками хлоритоїду, лусками хлориту. Порфіробласти неглинистих мінералів часто спостерігаються у алевритистих і піщаних глинистих породах.

Серед повно кристалічних структур розрізняють тонколускувату і крупнолускувату.

Тонколускувата структура характеризується тим, що луски (листочки) глинистих мінералів, які представляють головну глинисту речовину, важко розрізняються, адже вони утворюють лускуваті агрегати

Крупнолускувата структура характеризується суцільним розвитком крупних лускуатих (вермикулітоподібних) зростків кристалів глинистих мінералів розміром > 0,01 мм, які утворилися в результаті перекристалізації речовин. У таких структурах часто серед зростків кристалів каолініту трапляється органічна речовина.

Рід псевдоморфних структур. В глинистих породах виділяють дві категорії структур. До першої відносять реліктові, в зернах яких збережено фрагменти материнських порід і по яким розвиваються процеси глинизації. У цьому разі можна розрізняти структури, які виникли за рахунок глинизації літокластів або ж сапрофітів (уламки вулканічних і метаморфічних порід). До другої категорії відносять повністю глинизовані породи. У разі макси-

мального розвитку процесів глинизації, структура визначається за особливостями розподілу і розміру глинистих частинок, які, власне, і заміщують материнську породу.

Описані категорії структур формуються переважно на ранніх етапах існування глинистих осадів і порід: на стадіях седиментогенезу – початкового катагенезу. За більш впливового епігенезу відбувається деструкція за рахунок перекристалізації глинистої речовини. Перелік структур, які утворилися за умов глибокого епігенезу (катагенез, метагенез) можна згрупувати до двох структурних родів, кожен з яких розподіляється на структурні види (табл. 12).

Досвід вивчення глинистих порід показує, що між складом та структурним видом, а відтак і різновидом є визначена залежність, тобто певні мінеральні групи глин мають характерні структурні набори.

Таблиця 12

Структури глинистих порід, що сформувалися на стадії глибокого катагенезу – метагенезу (за В. Н. Швановим, 1998)

I. Гомеобластова (рівномірнозерниста) структура. За формою зерен виділяються наступні структури:

1. Лепідобластова – габітус зерен лускуватий або пластинчастий
2. Гранобластова – форма зерен ізометрична, розміри зерен подібні
3. Фібробластова – форма зерен видовжена, списоподібна, голчаста, розташування паралельне або сплутано волокнисте.

II. Гетеробластова (нерівномірно зерниста) структура. Залежно від співвідношення розмірів зерен виділяють такі структури.

1. Порфіробластова. Характеризується виділенням порфіробластів та основної маси.
2. Геліцитова. Структура характеризується збереженням у порфіробластах первинної шаруватості у вигляді скручених та зігнутих смуг. Різновид порфіробластової.
3. Порфіротопна. Притаманною є присутність порфіробластів кількох розмірів: зерна більшого розміру оточені дрібнішими, а подекуди й захоплені дрібнозернистим матриксом.

Цю залежність зручно показувати у таблиці матричного типу (табл. 13). Очевидно, у цьому разі отримуємо структурно-речовинну класифікацію глинистих порід, яка може оцінюватися як основна класифікація. Кожна клітинка таблиці отримується в результаті перетину певної мінеральної групи з певним структурним різновидом та відповідає певному мінералого-петрографічному різновиду глинистої породи. Про назви різновидів можна довідатися з таблиці.

У таблиці є затемнені квадрати в яких показано, що така структура трапляється часто, а зі світлих – що така структура трапляється рідко. Наприклад, порода позначена в таблиці за номером 1, має назву «каолінітова псевдоморфна реліктова глина по алевритовій породі»; різновид за номером 2 – «хлоритова агрегатно-пелітова тонколускувата глина» і т. д. Той факт, що для глинистих порід може створюватися структурно-речовинна класифікація рівнів петрографічного різновиду, свідчить про високий рівень вивченості цієї групи осадових утворень.

Ультрамікроскопічна класифікація глинистих порід. Використання сучасних електронних мікроскопів як прохідного так і скануючого типу (ультрамікроскопічний рівень), які збільшують в десятки тисяч разів, дозволяють вивчати пелітоліти на вищому рівні. На цьому рівні є змога, по-перше, детально оцінювати все різноманіття твердих структуроутворюючих елементів породи, а по-друге, враховувати один з головних компонентів, який входить до складу структури – це пори, що знаходяться між твердими структурними елементами: інтерстиційні, міжультрамікроагрегатні, міжагрегатні, між зернові і внутрішньозернові. Про значення цього структурного елементу свідчить пористість, яка у сучасних мулах сягає 90, а в глинах – 60%. Очевидно, структурна класифікація на ультрамікроскопічному рівні повинна мати самостійне значення, оскільки кореляція її зі структурною класифікацією ще не проведена.

Таблиця 13

Структурно-речовинна класифікація глинистих порід (за В. Н. Швановим, 1998)

Породно-мінеральні ряди	Структура первинна	Ознака роду	Пелітова								Інкюдо-пелітова					Уламкова				Псевдоморфна			
		Ознака виду	Дисперсно-пелітова		Агрегатно-пелітова						Кластоморфно-пелітова		Біоморфно-(фіто-зоо) пелітова			Кластогенна і інтракластова				Зі збереженням структури			Без збереження структури
		Ознака різновиду	Рівномірна	Глобулярна	Тонкоплускувата <0,001 мм	Дрібноплускувата 0,001–0,005 мм	Середньоплускувата 0,005–0,01 мм	Крупноплускувата 0,010,05 мм.	Грубоплускувата 0,05–0,1 мм.	Гігантоплускувата >0,1 мм	Алевропелітова 0,05–0,005 мм.	Псамопелітова 2,0–0,05 мм.	Мікроскевнетна <0,01 мм.	Тонкоскевнетна 0,1–0,01 мм	Дрібноскевнетна 0,25–0,1 мм	Дрібноуламкова 0,25–0,05 мм	Середньоуламкова 0,5–0,25 мм	Крупноуламкова 2–0,5 мм	Грубоуламкова >2 мм.	Реліктова алевритова 0,05–0,005 мм	Реліктова псамітова 2–0,005 мм	Сапропітова	Структура замінювання
Глиниста субстанція Склад. Мінеральна група																							
Алюмосилікати, ферросилікати, кварцосилікати	Каолінітова																				1		
	Смектитова																						
	Ілітова																						
	Хлоритова				2																		
	Сепіолітова																						
	Палигорськітова																						
	Вермикулітова																						
	Алофанова																						

Мікроскопічний рівень походить від традиційного розуміння структури порід, за якого в поняття «структура» вкладають морфологічні особливості структурних елементів і їх співвідношення. З цього погляду, в розуміння структури велика частина дослідників вкладає властивість породи, що визначається розміром, формою і співвідношенням складових породи, а також рівнем кристалічності речовини. На ультрамікроскопічному рівні робиться морфометрична оцінка структурних елементів мікрокристалів глинистих мінералів (розміру, форми, поверхні та кількості), ультрамікроагрегатів (розміром від долів до кількох мікрометрів), залишків мікрофлори і мікрофауни та фрагментів більшого розміру (оолітів, ооїдів, глобулів, інтракластів, уламкових частинок і дрібних аутигенних неглинистих мінералів), а також встановлюється просторова композиція всієї структури, яка утворилася з перерахованих компонентів. На думку В. І. Осипова (1989), у цьому разі робиться спроба врахувати енергетичний аспект структури, який включає в себе як тип структурних зв'язків між елементами так і загальну енергію структурної системи.

Отже, ультрамікроскопічний рівень базується не лише на детальному аналізі морфології структурних елементів, включно з порами, але й також геометричні і енергетичні параметри, що формують собою просторову композицію, тип структурного зв'язку і загальну енергію системи. На цьому рівні, в розуміння структури вкладають просторову організацію всієї речовини породи, яка характеризується сукупністю морфометричних, геометричних і енергетичних ознак, та визначається за складом, кількісними співвідношеннями та взаємодією компонентів породи. Такий вміст, швидше, відповідатиме складу породи, оскільки структурні і текстурні характеристики взаємопов'язані.

Відмінності у мінеральному складі, умовах накопичення та пост седиментаційного перетворення глинистого матеріалу обумовлюють велике різноманіття мікроструктур глинистих порід, що, вочевидь, визначає значні варіації властивостей цих порід. Для кращого розуміння природи властивостей і закономірностей поведінки глинистих порід під впливом різних чинників необхідно враховувати реальну мікроструктуру. У зв'язку з цим вимагається схематизація структур глинистих порід та їхнє представлення у формі характерних моделей.

К. Терцагі в 1925 р. першим звернув увагу на необхідність вивчення мікроструктур глинистих порід під час оцінки їхніх

властивостей. Він першим запропонував *комірчасту*, або *сотову* модель мікроструктури глинистого осаду, яка складається з глинистих частинок, що розташовані у вигляді неперервних ланцюжків з утворенням замкнутих комірок (рис. 12 а).

А. Казагранде у 1932 р. розглянув аналогічну модель мікроструктури для полідисперсного осаду, в якому поряд з глинистими частинками присутніми є пилуваті і піщані зерна. Глинисті частинки у такій мікроструктурі заповнюють простір між крупними зернами утворюючи дрібно комірчасту сітку (рис. 12 б). Таку модель названо пластівцеподібно-комірчастою, яку описав у 1936 р. М. М. Філатов.

У 1926 р. В. Гольдшмідт висловив припущення, що в молодих глинистих осадах можливим є утворення суцільної однорідної структурної сітки за рахунок взаємодії індивідуальних глинистих частинок за рахунок взаємодії індивідуальних глинистих частинок за типом «карткового будинку» (рис. 12 в).

У 1950 р. розпочато вивчення впливу різних фізико-хімічних факторів на формування структури глинистих порід. Зокрема, у 1958 р. Т. Лемб наголосив на можливостях формування трьох типів мікроструктур залежно від солоності басейнів осадко накопичення. Для осадів прісноводних басейнів він запропонував модель, аналогічну до моделі «карткового будинку» В. Гольдшмідта (рис. 12 в). У морських басейнах з підвищеним вмістом солей, за уявленнями Т. Лемба утворюється складніша мікроструктура, у якій частинки взаємодіють між собою не лише за типом базис–скол і скол–скол, але й за типом базис–басис. (рис. 12 г). Для басейнів з невисокою концентрацією солей (солонувате середовище) Т. Лембом запропонована модель *диспергованої* мікроструктури, що утворилася за допомогою індивідуальних частинок, які розташовані паралельно (рис. 12 д). В. І. Попов запропонував поняття «крипто структура» для каолініту, який зазнав ущільнення та інших деформацій. Характерною особливістю цієї моделі – добре орієнтування всього глинистого матеріалу і переважання контактів типу базис–басис не лише всередині мікроагрегатів, але й між ними (рис. 12 ж). П. Смарт таку мікроструктуру назвав повністю орієнтовановою або ж *стовпчастою*.

А. К. Ларіонов (1968), а згодом і Д. Дадлей (1970) зазначали про наявність глинистої «сорочки» навколо піщаних зерен, які знаходилися у глинах. У зв’язку з цим Д. Дадлей запропонував модель для глинистих порід з високим вмістом піщаного матеріалу,

у якій контакти між зернами проходять через глинисті «сорочки» (рис. 12 з).

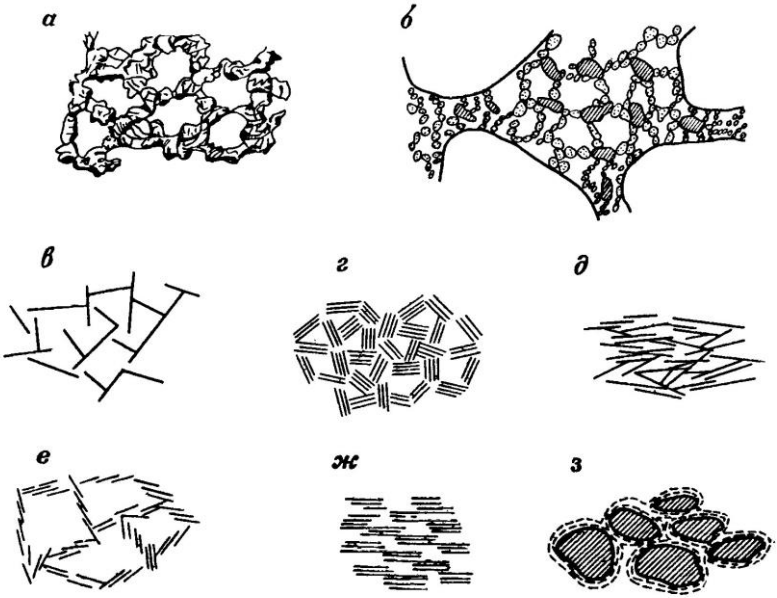


Рис. 12. Моделі мікроструктур глинистих осадів і слабколітифікованих глин (за В. І. Осиповим, 1989).

Описані моделі розроблялися переважно для молодих осадів слабколітифікованих глин, і вони не охоплюють високого різноманіття мікроструктур природних глинистих порід різного віку, генезису та ступені літифікації. Особливо слід звернути увагу на роботи К. Коллінса і А. Макгауна, які вивчали глинисті відклади різного генезису, і які описали різноманітний стан глинистої речовини у цих породах. У запропонованих ними моделях, глинистий матеріал може знаходитися у кількох станах: 1) у вигляді неупорядкованих накопичень, що відіграють роль зв'язок або місточків на контактах між пилуватими і піщаними зернами (рис. 13 а); 2) у вигляді анізометричних глинистих агрегатів з нечіткими контурами, які утворюють комірчасту мікроструктуру разом з зернами, зв'язаних глинистими місточками (рис. 13 б), або без них (рис. 13 в); 3) у вигляді глинистих ізометричних агрегатів з чіткими

контурами, які взаємодіють з пилуватими і піщаними зернами (рис. 13 г) або з не агрегованою глинистою масою (рис. 13 д); 4) у вигляді анізометричних агрегатів, які витягнуті у взаємопереплетені стрічки та пучки; 5) у вигляді суцільної глинистої матриці, у яку занурені окремі піщані та пилуваті зерна (рис. 13 ж); 6) у вигляді сорочок на поверхні піщаних і пилуватих зерен, які утворили суцільну піщано-пилувату матрицю (рис. 13 з);

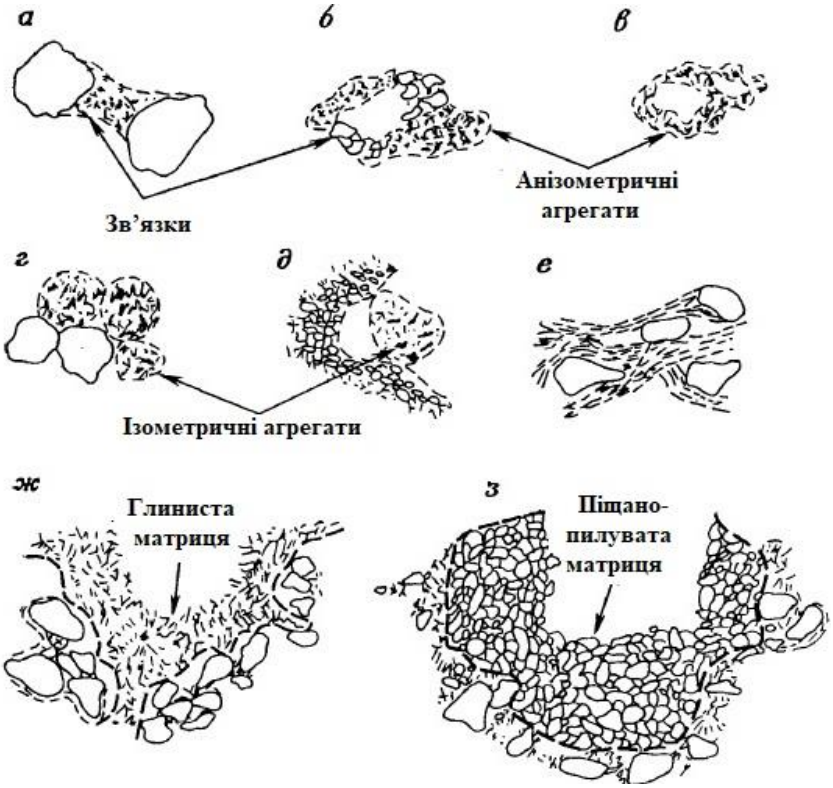


Рис. 13. Характер розподілу тонкозернистого матеріалу у глинистих породах (за К. Коллінсом, і А. Макгауну)

Нижче, відповідно до порад В. І. Осипова (1989), наводиться характеристика головних ультрамікроскопічних структур глин, з деякими доповненнями (табл. 14, рис. 14).

У таблиці є затемнені квадрати в яких показано, що така структура трапляється часто, а зі світлих – що така структура

трапляється рідко.

До головних типів мікроструктур відносять: комірчасту, скелетну (зернисту), матричну, турбулентну, ламінарну, доменну.

Комірчаста ультрамікроструктура характеризується за наявністю пор, що розподілені рівномірно, структура характеризується комірчастим виглядом (рис. 14 а). Мікроагрегати, які формують стінки комірок, у місцях контактів, переважно, зростаються, і виділити їхні межі неможливо. Стінки комірок складені мікроагрегатами, що взаємодіють за типом базис – базис, базис – скол. Пористість 60–90 %. Пори між агрегатні, круглі, ізометричні, клиноподібні. Первинні піщані і пилуваті зерна часто покриті глинистими “сорочками” і розпреділені рівномірно у мікроструктурі. У цьому разі, їхня безпосередня взаємодія (зерно – зерно) переважно відсутня. Характерною є значна кількість нерозкладених органічних залишків і уламків скелетів діатомей, коколітофорид та форамініфер. Міжчастинкова пористість незначна.

Таблиця 14

Класифікація глинистих відкладів на ультрамікроскопічному рівні (за В. І. Осиповим, 1989)

Структура / Мінеральний склад	Типи будови глинистих порід							
	Доменна	Глобулярна	Губчаста	Комірчаста	Матрична	Скелетна	Ламінарна	Турбулентна
Каолінітова								
Смектитова								

Іллітова								
Смектито-іллітова								
Різний склад								

Скелетна ультрамікроструктура. Структура складена зернами первинних мінералів, які формують однорідний мінеральний «скелет». Глинистий матеріал розпреділений нерівномірно, не створює суцільної матриці: переважно він накопичується на поверхні зерен у вигляді суцільних «сорочок» або на контактах піщаних і пилуватих зерен, утворюючи між ними своєрідні глинисті зв'язки і «місточки» (рис. 14 б). Скелет породи виповнюється частинками алевритової розмірності. Глинистий матеріал на поверхні зв'язує зерна між собою. Завдяки рівномірному розподілу зерен первинних мінералів, скелетна мікроструктура виглядає ізотропною, рівномірно пористою з переважанням ізометричних між зернистих, щілиноподібних та клиноподібних міжультрамікроагрегатних пор. Пори міжагрегатні, інтерстиційні та ізометричні, розміром від долей міліметра до 6 мкм.

Матрична ультрамікроструктура характеризується за наявністю глинистої маси (матриці) та включень уламкових зерен піщаного та алевритового розміру. Глиниста речовина агрегована і є у стані мікроагрегатів (рис. 14 в). Глинисті агрегати контактують за типом базис – базис, базис – скол, скол – скол. Характер контактів глинистих частинок всередині мікроагрегатів залежить від ступеню ущільнення породи і фізико-хімічних умов середовища, у яких вона знаходиться. Пори міжагрегатні, ізометричні, а пористість становить 30–55 %.

Турбулентна ультрамікроструктура утворюється завдяки добре орієнтованих вздовж напрямків нашарування глинистих агрегатів, що обходять включення піщаних та пилуватих зерен, створюючи локальні вири на фоні орієнтованої текстури основної маси (рис. 14 г). Мікроагрегати контактують за типом базис – базис,

зрідка, базис – скол. Пори міжмікроагрегатні, нерівномірно розподілені, часто втягнутої щілиноподібної форми, а також ізометричні, розміром до 2–5 мкм. Утворюється під час епігенезу за рахунок видозмін комірчастої, та, можливо, матричної мікроструктур.

Ламінарна ультрамікроструктура. Характеризується близьким розміром структурних елементів та високим рівнем орієнтування (ламінарний потік).Глиниста речовина розподіляється рівномірно, є слабкоагрегованою, границі між мікроагрегатами відсутні. Взаємодія агрегатів відбувається за типом базис – базис, зрідка, базис – скол. Первинні зерна у породі трапляються зрідка та розсіяні у породі. У сильнолітифікованих різновидах порід (глини, аргіліти, глинисті сланці) спостерігається помітне збільшення розміру кристалів глинистих мінералів. Поровий простір ламінарних мікроструктур досить однорідний і представлений, переважно, міжультрамікроагрегатними і міжмікроагрегатними порами щілиноподібної та клиноподібної форм (рис. 14 д). Водночас, взаємна орієнтація доменів відсутня, тому, загалом ця мікроструктура ізотропна і неорієнтована. Пори відкриті вздовж нашарування та закриті у перпендикулярному напрямку. Ступінь ущільнення порід змінюється від середньої до високої, а консистенція – від пластичної до твердої. Формується у процесі накопичення глинистого матеріалу в умовах спокійного динамічного стану середовища у прісноводних басейнах, а також у процесі катагенезу в умовах ущільнення за рахунок інших мікроструктур. Мікроструктура характерна для стрічкових глин, а також для ущільнених осадів морського генезису. Мінеральний склад різний.

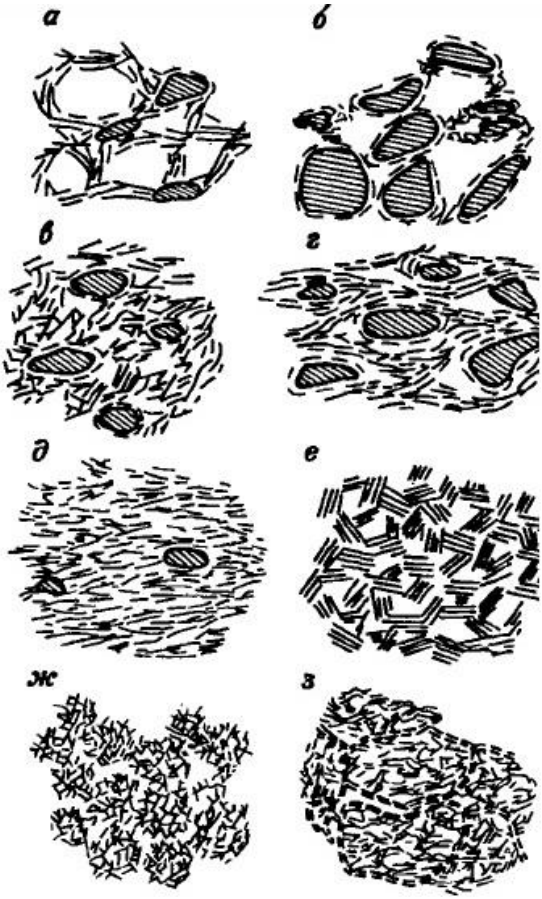


Рис. 14. Моделі мікроструктур глинистих порід;
а – комірчаста, *б* – скелетна, *в* – матрична, *г* – турбулентна, *д* – ламінарна, *е* – доменна, *ж* – псевдоглобулярна, *з* – губчаста

Крім описаних вище п’яти типів мікроструктур серед осадових утворень трапляються породи з мікроструктурами перехідного типу, такими як скелетно-матрична, матрично-турбулентна тощо, які характеризуються наявністю ділянок з вираженими особливостями однієї або іншої мікроструктури. Утворення таких мікроструктур пов’язане з різним розподілом та нерівномірним ущільненням піщано-глинистого матеріалу або переходом від однієї

мікроструктури при літогенезі до іншої (наприклад, від матричної до турбулентної).

Для більшості з описаних мікроструктур простежується досить чіткий взаємозв'язок їх особливостей з умовами утворення та ступінню літифікації. Наприклад, комірчаста мікроструктура переважно є сингенетичною (формується у процесі осадоутворення) і характерна для молодих глинистих осадів, проте у деяких випадках таку структуру мають в'язкі набухші глини. Турбулентна, ламінарна і матрична мікроструктури відносять, переважно, до пост генетичних, тобто до тих, які утворюються на стадіях діагенезу і катагенезу глинистих порід головно під впливом їх гравітаційного ущільнення. Нарешті, скелетна (зерниста) мікроструктура може бути як сингенетичною так і постгенетичною.

Простежується також певний зв'язок типів мікроструктур з генезисом порід. Наприклад, комірчаста мікроструктура типовою є для морських і озерних осадів; скелетна – для алювіальних і водно льодовикових утворень.

З умовами формування описаних вище мікроструктур тісно пов'язана така ознака як орієнтація глинистого матеріалу. Комірчаста, скелетні і матрична мікроструктури характеризуються відсутністю або слабко вираженою орієнтацією, а ламінарна і турбулентна – високою орієнтацією структурних елементів.

Поряд з розглянутими вище мікроструктурами осадових порід було виділено три мікроструктури глинистих порід елювіального походження – домення, глобулярна та губчаста.

Доменна ультрамікроструктура. формується великими агрегатами (доменами), які мають форму стосів, складених аксіально орієнтованими кристалами каолініту (рис. 14 е). Домени контактують по типу базис – скол, скол – скол. У цьому разі утворюються пори трьох типів: крупні міждоменні, ізометричні та міжультрамікроагрегатні (щілиноподібні і клиноподібні розміром до 0,1 –0,3 мкм). Пористість порід переважно висока – до 37–47 %.
Ультра-мікроструктура трапляється, переважно, в елювіальних глинах каолінового складу.

Глобулярна ультрамікроструктура. Ця структура формується мікроагрегатами сфероїдальної форми, у вигляді листуватих частинок, які контактують та типом базис – скол та деколи утворюють «бутони» або (за типом базис – базис, базис – скол) глобулярні мікроагрегати. Розміри глобул 5–20 мкм. Пори між глобулярні ізометричні, розміром до 10–15 мкм, і внутрішньо глобулярні у

вигляді ізометричних комірок та щілиноподібної форми. Утворюється мікроструктура під час звітрювання збагачених залізом магматичних та метаморфічних порід; характерною є для відкладів переважно смектитового складу.

Губчаста ультрамікроструктура. Утворюється купними агрегатами розміром до 80 мкм, складеними листуватими мікроагрегатами, які контактували за типом базис – базис, базис – скол з утворенням дрібно комірчастої структурної сітки, що нагадує губку. Пори міжагрегатні (пори, мікротріщини) та внутрішньо агрегатні (міжмікроагрегатні), пори з анізометричною конфігурацією.
Пористість породи 49–54 %. Мікроструктура характерна для порід пеліто-літо-смектитового складу.

Слід зазначити, що для глинистих порід саме на цьому рівні з достатньою очевидністю простежується зв'язок між складом глинисої субстанції, що визначається, переважно, за особливостями генезису, і первинними седиментаційними структурами, що власне й видно з таблиці 12.

На думку В. І. Осипова та ін. (1989), будь-яка науково класифікація мікроструктур повинна містити три логічні елементи: родове поняття, підстава поділу та умови підпорядкування. Рід містить структурні підрозділи: види, групи, типи тощо. Наприклад, у класифікації мікроструктур глинистих порід, мікроструктура є родовим поняттям, а наприклад, мікроструктура з назвою мікродисперсна, слабкоорієнтована, коагуляційна – видовим. Підставою для поділу можуть бути одна або кілька характерних ознак, що свідчать про сам об'єкт. Це так звані класифікаційні ознаки, за якими відрізняють один об'єкт дослідження від інших. У відповідністю з наявністю та характером використання логічних елементів розрізняють *послідовний* і *паралельний* типи класифікації. Типовим прикладом класифікації *послідовного типу* є ієрархічна класифікація-дерево, у якому родове поняття містить підпорядковані видові логічні ознаки. Прикладом такого типу є гранулометрична класифікація. У класифікаціях *паралельного типу* класифікаційні ознаки можуть не залежати одна від одної. У ній *класи* виділяються за літологічними особливостями порід, позаяк *підкласи* характеризують структуру за водостійкістю мікроагрегатів, а *типи* розрізняють за характером взаємовідношення рідкої і газоподібної складової. Натомість, *вид*и структур поділяють за характером і величиною активності пористості, тоді як *різновиди* – за вмістом у дисперсній складовій фракцій розміром менше 0,002 мм.

Класи мікроструктур (перший, другий та третій класи) виділяють на підставі морфометричної ознаки (розмір і форма частинок і пор), яка кількісно характеризується інтегральним параметром дисперсності, отриманого за допомогою Фур'є-аналізу РЕМ-зображень поверхні зразка. Кожен з класів має по три підкласи (зі слабким ступенем орієнтації структурних елементів, зі середнім ступенем орієнтації структурних елементів, та з високим ступенем орієнтації структурних елементів). Кожен з підкласів включає по три групи мікроструктур (коагуляційна з коагуляційними контактами, змішана з коагуляційними, перехідними і фазовими контактами, та кристалізаційно-цементна з фазовими контактами. Охарактеризуймо класифікацію мікроструктур глинистих порід запропоновану В. І. Осиповим та ін. (1989) докладніше.

Перший клас – тонкодисперсна мікроструктура (Індекс А). Мікроструктура цього класу характеризується зміною параметру дисперсності[2] від 0,5 до 0,8 і пластичності понад 32%. Ця структура характерна для морських та озерних мулів та глин.

Другий клас – середньо дисперсна мікроструктура (Індекс Б). Параметр дисперсності для цього класу змінюється від 0,81 до 1,1 і пластичністю 20–32%. Цей тип характерний для морських, озерних, озерно-льодовикових та льодовикових глин і аргілітів.

Третій клас – крупно дисперсна мікроструктура (Індекс В). Для цього класу показник дисперсності має найбільше значення і змінюється від 1,1 до 2,4. Глинисті породи з такою мікроструктурою відрізняються великим вмістом мікроагрегатів пилуватих та піщаних зерен. У мінеральному складі глинистої фракції переважає гідрослюда, зрідка трапляється каолініт та хлорит.

Глинисті породи з такою мікроструктурою характеризуються найменшим показником пластичності, який змінюється від 3 до 20%. Породи класу представлені глинами, суглинками, аргілітами і алевролітами морського, льодовикового, озерно-льодовикового, алювіального і озерного генезису.

Підклас мікроструктур зі слабким ступенем орієнтації структурних елементів (слабкоорієнтовані мікроструктури).

2

Дисперсність – характеристика розподілу мінеральних зерен, яка, переважно визначається за відношенням сум об'ємів окремих зерен до загального об'єму вибірки.

Мінерали характеризуються ізотропністю та не мають визначеної просторової орієнтації.

Підклас мікроструктур з середнім ступенем орієнтації структурних елементів (середньоорієнтовані мікроструктури). Породи характеризуються середнім ступенем літифікованості. У результаті ущільнення, у породах зростає рівень просторової орієнтації мінералів.

Підклас мікроструктур з високим ступенем орієнтації структурних елементів (високоорієнтовані мікроструктури). Породи сильнолітифіковані.

Коагуляційна група мікроструктур з коагуляційними[3] контактами (індекс а). Породи містять високий (до 3%) вміст органічної речовини різного стану збереження. Пористість порід сягає 90%.

Змішана група мікроструктур з коагуляційними, перехідними[4] та фазовими[5] контактами (індекс б). У породах знижується кількість коагуляційних контактів та зростає роль перехідних і фазових. Структури характерні для порід середнього ступеню літифікованості з пластичною консистенцією. Пористість змінюється від 27 до 61%.

Група кристалізаційно-цементних структур (індекс в). Породи характеризуються розвитком у структурних елементах фазових контактів кристалізаційної і цементної природи. Структури притаманні для порід з високим ступенем літифікації, зокрема, аргілітів та глинистих сланців.

Типи мікроструктур. Різне поєднання класів, підкласів і груп призводить до формування 12 різних типів мікроструктур глинистих порід.

---

[3] Коагуляційні контакти визначаються за наявністю у зоні контакту між структурними елементами тонкої рівноважної плівки зв'язної води. Коагуляційні контакти характерні для молодих глинистих осадів та слабко ущільнених глин .

[4] Перехідні (точкові) контакти визначаються невеликим за площею (точковим) контактом з взаємодіючим елементом. Характерною особливістю контактів є здатність гідратуватися та переходити у коагуляцій ні контакти за умов зволоження. Перехідні контакти типовими є для водонасичених порід середнього та високого ступеню ущільнення.

[5] Фазові контакти діагностуються за наявністю зростання між структурними елементами на значній площі. Контакти характерні для сильно ущільнених зцементованих глин та аргілітів. Виділяють два види фазових контактів: кристалізаційні (безпосереднє зростання структурних елементів) та цементаційні (за наявності цементу між структурними елементами).

1. Тонкодисперсна слабкоорієнтована коагуляційна мікроструктура. Така структура характерна для текучо-пластичних порід з високим значенням пористості 61–81% (рис. 15 *а*).

2. Середньодисперсна слабкоорієнтована коагуляційна мікроструктура. Структура є типовою для глинистих порід зі значенням пористості 44–60%. Глинисті мінерали представлені агрегатами, які хаотично розташовані у породі.

3. Крупнодисперсна слабкоорієнтована коагуляційна мікроструктура характерна для грубодисперсних порід. Значення пористості не перевищує 45%.

Головною морфометричною ознакою мікроструктури є наявність чисельних глинисто-пилуватих мікроагрегатів, або пилуватих і піщаних зерен ізометричної форми покритих глинистими «сорочками» (плівками).

4. Тонкодисперсна середньоорієнтована змішана мікроструктура розвивається у пластичних породах з пористістю близько 30% (рис. 15 *б*).

5. Середньодисперсна середньоорієнтована змішана мікроструктура характерна для порід з пористістю 30–47% та поганою пластичністю.

6. Крупнодисперсна середньоорієнтована змішана мікроструктура притаманна для грубо- і полідисперсних різновидів порід. Як правило, ще середньо- і високолітифіковані породи з пористістю від 27 до 46%. У глинах пилуваті частинки переважно не контактують одна з одною, а розташовуються у середньоорієнтованій глинистій масі.

7. Тонкодисперсна високоорієнтована змішана мікроструктура. Породи характеризуються середнім ступенем літифікації, високою пористістю (44–60%), пластичністю та високою однорідністю. Характерною морфометричною ознакою є наявність тонкодисперсних анізометричних мікроагрегатів. Піщані і пилуваті уламкові зерна практично відсутні.

8. Середньодисперсна високоорієнтована змішана мікроструктура визначається за середнім ступенем літифікації, пористістю 41–54% та наявністю мікроагрегатів листоподібної форми.

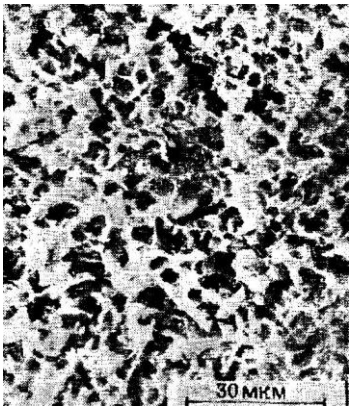
9. Крупнодисперсна високоорієнтована змішана мікроструктура характерна для середньолітифікованих порід з пористістю 10–36%. Головними структурними елементами у породах є видовжені анізометричні агрегати глинистих частинок. (рис. 15 *в*).

10. Тонкодисперсна високоорієнтована кристалізаційно-цементна мікроструктура. Породи мають високу пористість 47–56%. (рис. 15 *г*).

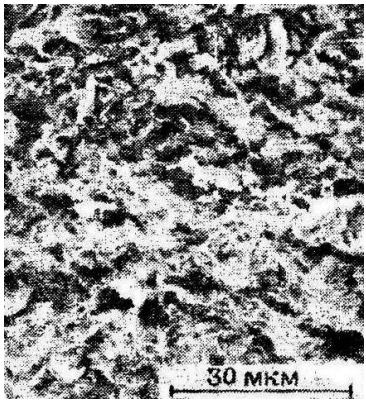
11. Середньодисперсна високоорієнтована кристалізаційно-цементна мікроструктура характерна для високолітифікованих глинистих порід. Пористість становить 4–47%.

12. Крупнодисперсна високоорієнтована кристалізаційно-цементна мікроструктура. Пористість на 93–95% представлена між мікроагрегатними і міжмікроагрегатнозернистими дрібними і крупними мікропорами ізометричної або дещо видовженої форми.

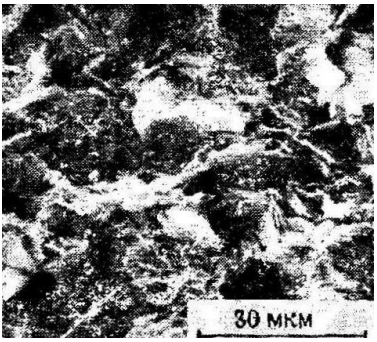
Мікротекстури глинистих порід. Характер розташування і просторового розподілу складових компонентів глинистих порід не завжди можна встановити візуально. У деяких випадках текстурні особливості цих порід чітко простежуються лише у шліфах під мікроскопом. У цьому разі, навіть досліджуючи під мікроскопом, далеко не завжди можуть бути розмежованими первинні текстурні ознаки, пов'язані з процесом седиментогенезу та пізніші, обумовлені перерозподілом речовини породи та її перекристалізації за умов діагенезу, епігенезу та раннього метаморфізму. Проте у більшості випадків можна оцінювати ступінь шаруватості глинистої породи та ролі певних процесів у створенні характерних текстурних особливостей. Для глинистих порід найбільш типовими є горизонтальна, хвиляста і лінзоподібна шаруватість.



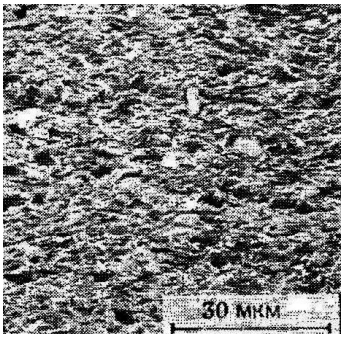
а



б



в



г

Рис. 15. Типи мікроструктур глинистих порід (за В. І. Осиповим (1989)
а – тонкодисперсна слабко орієнтована коагуляційна мікроструктура морського мулу. РЕМ-фотографія.
б – тонкодисперсна середньоорієнтована змішана мікроструктура зразка глини. РЕМ-фотографія.
в – крупнодисперсна високоорієнтована змішана мікроструктура зразка морської глини. РЕМ-фотографія.
г – тонкодисперсна високоорієнтована кристалізаційно-цементна мікроструктура зразка морської глини. РЕМ-фотографія.

Найчіткіше мікрошаруватість серед глинистих порід прослідковується за умов горизонтального ритмічного чергування прошарків, складених частинками різного розміру: пелітовими і алевритовими або пелітовими і піщаними. Іноді серед головної глинистої маси спостерігаються мікролінзочки, утворені мікроагрегатами алевритових зерен.

Горизонтальна ритмічна мікрошаруватість, яка трапляється найчастіше у стрічкових глинах і глинистих породах вугленосних відкладів, свідчить про періодичність відкладання матеріалу у спокійних умовах басейну. Шаруватість подібного типу у глинистих породах може виникнути також шляхом розшарування матеріалу за розміром частинок в результаті ущільнення глинистого мулу. У цьому разі перш за все осаджуються частинки великого розміру, а згодом дрібніші. Дуже часто в глинистих породах спостерігається перервна горизонтальна мікрошаруватість, яка визначається за розташуванням видовжених компонентів породи (рослинного детриту, лусок слюди та інших пластинчастих мінералів) ізольованих один від одного за нашаруванням.

Інколи шаруватість у тонкодисперсних глинах проявляється завдяки присутності тоненьких гелефікованих майже цілком розкладених волокнистих залишків рослин. У своїй своєрідній неправильношаруватій мікротекстурі глинисті мінерали орієнтовані паралельно волокнам рослин.

Орієнтована мікротекстура для глинистих порід є типовою. У тонкодисперсних глинистих породах, у полі спостереження мікроскопу, ця текстура проявляється у майже одночасному загасанні оптичноорієнтованих частинок. У крупнодисперсних глинах орієнтована текстура може спостерігатися навіть без ввімкненого аналізатора.

Нерідко однорідне орієнтування глинистих мінералів співпадає зі смугастим первинним забарвленням мінеральних агрегатів, що створює так звану смугасту текстуру. У цій текстурі темні смуги, складені тонесенькими лусочками глинистих мінералів, які переважно діляться на ще тонші світліші смужки.

Орієнтовані текстури в глинах є показником спокійних умов відкладання осадів у басейнах. Вони утворюються за умов сповільненої коагуляції частинок, що осаджувалися з суспензій на віддалі від берега. У цьому разі глинисті частинки під час седиментації розташовуються паралельно одна до одної.

Неупорядкована (сплутана) мікротекстура у глинистих породах виникає за умов швидкого осадження глинистих частинок за присутності відповідних коагуляторів або при взмучуванні мулистого осаду. Ця мікротекстура характеризується різним розташуванням лускуватих агрегатів глинистих мінералів; їхнє розташування чітко прослідковується за допомогою аналізатора за умови обертання столика мікроскопу, коли агрегати глинистих частинок гаснуть одночасно. Найнагляднiше ця мікротекстура проявляється за наявності у глинистих породах включень великого розміру, наприклад видовжених залишків рослинної тканини, яка розташовується неупорядковано.

Сітчаста мікротекстура глини проявлена у неоднорідному оптичному орієнтуванні агрегатів глинистих мінералів, які утворюють сітку. Така мікротекстура спостерігається перш за все у тонко дисперсних глинах і, очевидно, виникає за умов перекристалізації речовини і заповнення такою самою глинистою речовиною тоненьких тріщинок. Не виключено, що первинне розташування глинистих мінералів могло бути неупорядкованим.

Петельчаста мікротекстура глинистих порід виникає за

наявності кластичних або залишкових мінералів, які мають більші розміри ніж глинисті частинки. Особливо характерна ця мікротекстура для глин, які виникли за рахунок попелового матеріалу. Глинисті мінерали у цьому разі орієнтуються паралельно до периферійних решток попелових частинок, і, немов, облямовують їх. Таке петельчасте розташування глинистих мінералів пов'язане з процесом розкладання первинного (попелового) матеріалу і перекристалізації речовин.

Плямиста мікротекстура має морфологічні і генетичні різновиди. Одна з різновидів цієї мікротекстури, яку деколи називають гніздоподібною чи згустковою, яка характеризується нерівномірним вибірковим розташуванням у глинистій речовині алевритопіщаного матеріалу і аутигшенних мінералів у вигляді плям або «гнізд». У цьому разі, глиниста речовина містить відокремлені ділянки: одні з них складені крупнопелітовими частинками, а інші характеризуються концентрацією тонкодисперсних (колоїдних) частинок. Отже, у цій мікротекстурі є плямистість подвійного характеру. Утворення такої мікротекстури, видно, пов'язане зі швидким одночасним охолодженням глинистих частинок і кластичного матеріалу в умовах нерівномірного руху води або після взмучування осаду.

Такі умови переважно створюються у річках та прибережних частинах басейну.

Серед текстур глинистих порід, крім того, спостерігаються різновиди плямистих мікротекстур, у яких особливості їхньої будови пов'язані з розподілом у породі барвистих мінеральних і органічних компонентів. До них відносяться: зональна, лускувата, пластівцеподібна, очкова та інші мікротекстури; так наприклад, трапляється різновид плямистої мікротекстури, обумовлений наявністю у породі ділянок, що мають неправильні кутасті чи кулясті обриси світлих, позбавлених забарвлення, та темних, в яких глиниста речовина наповнена органічними сполуками.

Зональна мікротекстура у глинах характеризується концентричним розташуванням смуг, у яких чергуються смуги безбарвних глинистих речовин зі смугами забарвлених окислами заліза або іншими мінеральними або органічними сполуками.

Струменева мікротекстура характеризується наявністю у глинистій речовині смугастих ділянок, забарвлених окислами заліза, і світлими безбарвними; такі ділянки нагадують струмені.

Різновид плямистої мікротекстури, яка має подекуди зубчасті

обриси. Ця мікротекстура відома за назвою, плямиста лускувата, у якої різнозабарвлені ділянки тонкодисперсної глинистої речовини має форму лусок.

Пластівцеподібна мікротекстура характеризується наявністю у тонко дисперсній масі глинистої речовини ділянок, пігментованих органічними сполуками (інколи і окислами заліза) та мають нечіткі пластівцеподібні обриси.

Очкова мікротекстура характеризується наявністю кулястих або іншої форми стяжінь безбарвної глинистої речовини, яка виділяється серед глинистих речовин такого ж складу, яка забарвлена органічними сполуками у коричневий або чорний колір, або виділяється серед гелефікованих і частково фюзенізованих волокон рослин. Переважно, такого типу текстури спостерігаються серед глинистих порід іншого генезису. В останньому випадку, глиниста речовина має тонко пелітову однорідну структуру, а внутрішня текстура очкових утворень є коломорфною.

Деякі плямисті мікротекстури спостерігаються у полі мікроскопу лише з аналізатором. Вони характеризуються однорідним оптичним орієнтуванням тонокодисперсних глинистих мінералів в межах окремих ділянок. Обертаючи столик мікроскопу ці ділянки гаснуть і просвітлюються неодночасно, нагадуючи мозаїку. Виникнення такої мікротекстури пов’язане, видно, з процесами перекристалізації глинистої речовини або, можливо, зі зм’яттям глини під тиском.

Плямисті мікротекстури трапляються навіть у глинистих утвореннях кір звітрювання, у яких первинні мінерали материнських порід заміщені глинистими.

Сланцювата текстура виникає у глинистих та інших породах у результаті процесів динамометаморфізму; вона супроводжується перекристалізацією глинистих і інших мінералів, в результаті чого порода розсланцьовується на листочки, пластинки або плитки, що розташовуються паралельно до кліважу. Мінерали, які утворюються в результаті перекристалізації, розташовуються навскіс до напряму шаруватості.

Як підсумок, нижче у табл. 15 наведена коротка характеристика мікроструктур і мікротекстур глинистих порід.

Структури виникають в процесі діагенезу, при розподілі глинистої речовини в породі і його перекристалізації по тріщинах, внаслідок перевідкладення глинистих уламків недалеко від місця руйнування.

Таблиця 15

Найрозповсюдженіші мікроструктури і мікротекстури глинистих порід

Мікроструктура	Характеристика
1	**2**
Пелітова 1.Метапелітова 2.Лептопелітова: а) однорідна	Характерна для тонкодисперсних порід, складених майже виключно (не менше 95%) частинками <0,01 мм. Решта три вміщують 5–50% уламкових частинок різного розміру.
б) неоднорідна (коломорфна): $б_1$) ооїдна $б_2$) оолітова $б_3$) порфіробластові $б_4$) брекчієвидна $б_5$) конгломератовидна $б_6$) гравелітовидна	В однорідній глинистій масі вміщуються округлі і неправильні без'ядерні форми (ооїди) або ооліти, які мають концентричну будову ($б_1$-$б_2$). В однорідній масі містяться крупні агрегати, вермікулітоподібні зростки ($б_3$). Структури $б_4$-$б_6$ характеризуються наявністю в глинистій масі кутастих, округлих і овальних ділянок, складених глинистою речовиною і вміщених в глинистій масі (розмір ділянок різний)
Алевропелітова	Порода вміщує уламковий матеріал алевритової розмірності (0,05–0,005 мм) в кількості від 5 до 50%.
Псамопелітова	Порода вміщує уламковий матеріал псамітової розмірності (1–0,05 мм) в кількості 5–50%.
Алевропсамітопелітова	Порода вміщує уламковий матеріал алевритової і псамітової розмірності в кількості від 5 до 50%.
Фітопелітова	Характеризується наявністю в глинистій масі помітної кількості формених елементів рослинних решток.

1	2
Реліктова 1.Уламкова 2.Попільна	Характеризуються наявністю решток структур материнських порід або мінералів у вигляді незруйнованих і напівзруйнованих зерен, при цьому первинний матеріал повністю заміщений глинистим.
Змішані структури	Порода вміщує фрагменти названих мікроструктур.
Орієнтована Шарувата, горизонтально-шарувата, переривчаста (штрихувата), безперервна, лінзовидно-шарувата Плямиста, луската, пластівцевидна, струмениста Очкова, гніздовидна, лінзовидна	Виділяється в глинистих породах, які мають паралельне або субпаралельне співвідношення агрегатів глинистих частинок або характеризуються ефектом одночасного погасання при схрещених ніколях. Глиниста маса порід не має перерахованих вище ознак. Характеризується наявністю різнорідних компонентів: глинистих мікропрошарків різного забарвлення або складу, або глинистих прошарків і прошарків, складених уламковими або іншими частинками. Характер границь між компоненттами може бути безперервним або переривчастим. Пов'язана з розподілом в глинистій масі дрібних лінз уламкового матеріалу. Текстура виділяється в залежності від характеру і розподілу пігментуючої домішки, головним чином гідроокисних сполук заліза або органічних сполук.
Змішані мікротекстури	Характерна для порід, які містять уламковий матеріал. Текстури виділяються в залежності від характеру розподілу в породі уламкового матеріалу у вигляді правильних плямочків, гнізд або лінз. Присутні різні типи мікротекстур

2. МЕТОДИ ВИВЧЕННЯ ГЛИНИСТИХ ПОРІД

Через різноманітність мінерального складу глинистих мінералів, структури та мінливого вмісту, виникають певні труднощі у вивченні глинистих порід. Тому, для вирішення наукових проблем, крім петрографічних методів, часто доводиться використовувати методи хімічного, термічного та рентгеноструктурного аналізу. Також, застосовуються методи забарвлення, електронографії, вивчення за допомогою електронних мікроскопів тощо. У порівнянні з мінералогією глин, жоден розділ літології не має такої кількості різноманітних методів і методик. Глинисті породи більше ніж інші вивчаються комплексно: дані одних методів доповнюють і коректують результати інших.

Послідовність застосування методів визначається за цілями, завданнями досліджень та складністю об'єкту. Загалом, загальний порядок вивчення осадових, (зокрема уламкових порід), зберігається і при дослідженні глинистих порід. Розпочинають вивчення з макроскопічного опису, яке доповнюється даними спеціальних досліджень на розмокання, а також часто і результатами забарвлення. Далі доцільно вивчати гірську породу у шліфах; це допоможе отримати всебічне уявлення про породу, дозволить діагностувати головні глинисті мінерали, а також виявити характерні особливості породи (вапняковистість, характер і кількість уламкових та органогенних домішок, мікротекстур тощо), які необхідно враховувати при додаткових дослідженнях іншими методами. Гранулометричний (механічний аналіз) краще проводити після вивчення у шліфах, а інші дослідження – в імерсійних препаратах, термічний і хімічний аналізи, вивчення у електронному мікроскопі, забарвлення мінералів, спектральний, люмінесцентний аналіз тощо – після гранулометричного аналізу, оскільки буде наявний матеріал у формі фракцій глинистої речовини та уламкових компонентів. Електронографію та рентгеноструктурний аналіз переважно використовують по закінченню вивчення мінералогічного складу глинистих порід.

2.1. Макроскопічне вивчення глинистих порід

Хоча глинисті породи макроскопічно вивчають за загальною схемою описаний у посібнику «Літологічні методи досліджень. Частина 1 (Уламкові породи)» (2017), все ж є ряд відмінностей, обумовлених особливостями глинистих порід. Перед тим як назвати

глинисту породу, слід дослідити їх на розмокання. Для цього, невеликий шматочок глини кладуть у воду і слідкують за розмоканням. Глини розмокають відразу або через деякий час і зрештою перетворюються в пластичну масу. Ущільнені глинисті породи, які розмокали впродовж кількох годин або діб називають аргілітоподібними. Породи, які не розмокають у воді називають аргілітами.

Колір. Колір глинистих порід різноманітний. За кольором можна характеризувати склад і умови утворення. Коли взірці висихають, то колір блідне. Ось чому колір потрібно визначати у вологому та сухому стані породи і про це обов'язково зазначати при описі. Більшість глинистих мінералів білі, і тому чисті глини білі або світло-сірі. Лише глауконітові і хлоритові глини завжди мають зелений, темно-зелений чи навіть голубуватий колір. Зеленкувате та голубувате забарвлення часто спостерігається у нонтронітових та бейделітових, а світліші – зеленкуваті і зеленкувато-жовті, зрідка у монтморилонітових. Домішки різних сполук навіть у невеликій кількості сильно змінюють забарвлення породи: окисли заліза – у жовті, та фіолетові; закисні сполуки заліза – у зеленкуваті та сірі; окисли мангану – у бурий та червоний колір; бітуми – у коричневі тони; гумінові сполуки та вуглистий детрит обумовлюють сірий і чорний колір. Глинисті породи нерідко мають неоднорідне плямисте забарвлення, що залежить від нерівномірного розподілу барвників (наприклад закисних чи окисних сполук заліза)

Структура чистих глинистих порід мікрозерниста (розмір частинок менше 0,01 мм), що відображається у однорідному або раковистому зламі і незернистому поліморфному вигляді. Хоча глинисті породи мають пелітоморфну структуру, все ж часто вони є гранулометрично неоднорідними, тобто містять матеріал алевритової, і навіть, псамітової розмірності. Структуру таких порід називають алевропелітовою чи псамопелітовою (різнозернистою) про що зазначають у назві: алевритиста, алевритова, піщано-алевритова тощо. Домішку алевритового і піщаного матеріалу, особливо, коли його багато, можна визначити візуально, за допомогою лупи чи використавши ніж. При визначенні пластичності порошок породи замішують з водою і тісто розкатують між пальцями. Глини розкатуються в дуже тонку нитку, натомість важкі суглинки в більш товсту, тоді як легкі суглинки в нитку, діаметром 2–3 мм, а супіски не розкатуються взагалі. Товщина нитки є мірилом глинистості і пластичності.

Текстура глинистих порід різноманітна. Крім нешаруватих масивних трапляються шаруваті. Шаруватість, переважно, горизонтальна, зрідка – хвиляста. У глинах і, рідше, аргілітах нерідко розвивається скарлубчаста окремість, яка характерна більше для нешаруватих порід, але проявляється також і для шаруватих, причому вона сильно маскує цю шаруватість. Нарешті, у глинистих породах в умовах пізнього епігенезу розвивається сланцювата текстура, яка нерідко співпадає з шаруватістю.

Мінеральний склад. Мінеральний склад глинистої речовини макроскопічно встановлюється приблизно. Головним критерієм тут є «реакція» з водою, додатковим – забарвлення. Каолінітові і моно термітові глини у воді не розмокають, часто мають білий або світло-сірий колір, вони масні на дотик, нерідко трапляються у асоціацією з глинистою речовиною. Монтморилонітові глини мають світло-сірий колір з жовтувато-зеленкуватими відтінками. На дотик вони масні та мають раковистий злам. У воді вони сильно розмокають, вбирають воду, іноді навіть з підвищенням температури, збільшуються в об’ємі та перетворюються в гель. Натомість, гідрослюдисті глини, як і флоридини, (або відбілюючі землямі: нальчикити, гумбрини, кил) у воді майже не набухають, але добре миляться, що дозволяє їх відрізняти від немонтморилонітових глин.

В цілому по зростанню інтенсивності набухання глинисті мінерали утворюють ряд: каолініт – галуазит – гідрослюди – монтморилоніт. У числовому вираження значення вільного набухання глинистих мінералів змінюєтьсяя від 5–60 % для каолініту до 140–200 % для монтморилоніту. В межах однієї групи мінералів, які вміщують обмінні катіони, значення набухання змінюється в залежності від складу, збільшуючись від одновалентних катіонів до трьохвалентних.

При візуальному визначенні глинистих порід в польових умовах можна користуватись схемою (табл. 16). Макроскопічне визначення складу глинистої речовини можна порівняно легко провести за допомогою методу забарвлення органічними барвниками, який у багатьох випадках дає досить хороші результати.

Крім того, можливості візуальної діагностики зросли з розробкою чеським літологом Іржи Конта (1955) методу краплі. Цей метод базується на здатності глинистих мінералів вбирати в себе рідину (вода, етиленгліколь) з різною швидкістю. Дослідження проводять на відшліфованій поверхні зразка.

Таблиця 16

Візуальне визначення глинистих порід у польових умовах

Стан порід	Реакція на соляну кислоту	Розбухання у воді
Пухкі → глини (зв'язані)	закипають → карбонатні глини	у воді розбухають; тісто, замішане водою, розкатується у тонку нитку; → тонкодисперсні глини
	не закипають → некарбонатні глини	тісто, замішане з водою, розкатується у товсту нитку; → грубодисперсні, алевристі і піщані глини
		у воді погано розбухають або не розбухають – не пластичні; → скам'янілі глини, аргілітоподібні глини
		крапля води на поверхні викликає спучування; → бентонітові глини
		у воді розпадаються на кутасті кусочки → флоридинові глини
Зцементовані → аргіліти (однорідні або шаруваті, міцні)	закипають → карбонатні аргіліти	у воді не розмокають або розмокають дуже важко
	не закипають → некарбонатні аргіліти	
Метаморфізовані → глинисті сланці (сланцюваті, плитчасті, дуже міцні)	закипають → карбонатні глинисті сланці	у воді не розмокають
	не закипають → некарбонатні глинисті сланці	

Під час вивчення також враховують форму краплі і характер країв поверхні після зникнення рідини. Для проведення дослідження вибирають невеликий взірець сухої глини, без тріщин і включень. Спочатку зразок шліфують наждачним папером (грубшим а потім тоншим), а потім гладкість поверхні доводять на матовому склі. Встановивши за допомогою пластиліну поверхню у горизонтальне положення, наносять краплю води, а поряд з нею – краплю етиленгліколю. Заміряють час за який обидві краплі

потрапляють всередину зразка. Зразок вбирає в себе воду швидше ніж етиленгліколь. Глини різного мінералогічного складу відрізняються за часом просочування рідин, характером поверхні зразка після проведення досліджень, формою краплі та обрисами її плану (рис. 16). Наприклад, каолініт діагностується за швидким вбиранням краплі (0,5 і 3,5 хвилин відповідно для води і етиленгліколю), випуклою формою краплі і гладенькою круглою поверхнею вологої ділянки. Монтморилонітові глини відрізняються більш тривалим всмоктуванням (4 хвилини для води і десятки хвилин для етиленгліколю), плоскою формою краплі, яка розтікається на значну ділянку та має неправильний (амебоподібний) контур. Поверхня ділянки на відміну від інших глин після вбирання води набухла, а після етиленгліколю – матова. За цими ознаками гідро слюдисті глини займають проміжне положення.

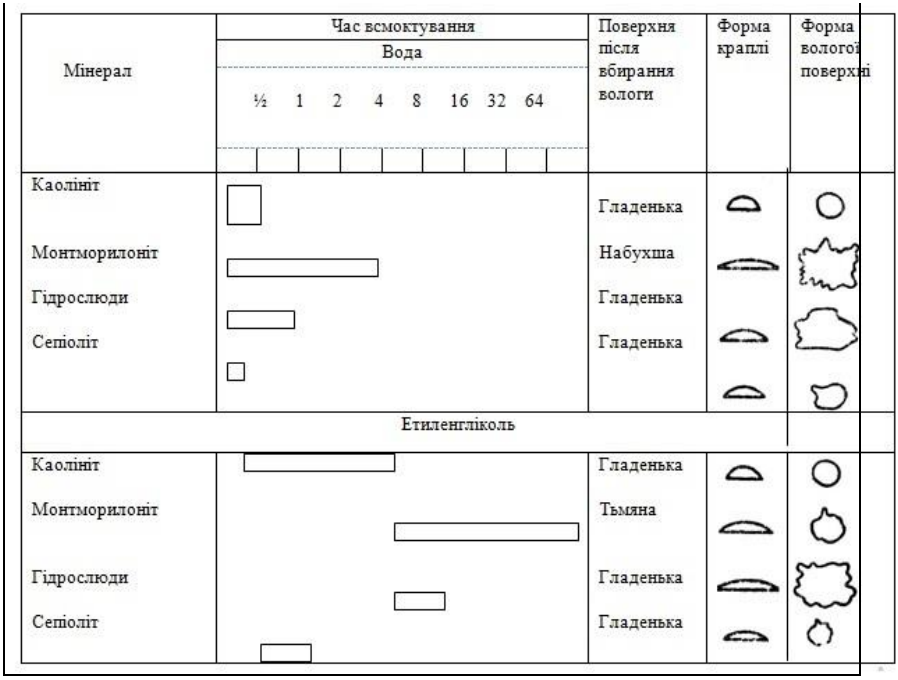


Рис. 16. Діагностика глинистих мінералів методом краплі

Крім основної глинистої речовини і уламкових частинок, до складу глинистих порід часто входять аутигенні неглинисті мінерали – вапнякова речовина, інші карбонатні мінерали (доломіт, анкерит, сидерит), кремениста речовина (опал, халцедон), залізисті окисні і сульфідн мінерали, гіпс, фосфати тощо.

Приклад опису порід

Взірець 1. Кора звітрювання. Центральний Казахстан.

Макроскопічний опис. Глина світло-сіра (у сухому стані), крупнопелітова, нешарувата, злам рівний, розмокає (10 хв.), ймовірно гідрослюдиста, слабковапняковиста з тонкорозсіяним обвугленим рослинним детритом.

2.2. Вивчення глинистих осадових порід у шліфах

Хоча вивченя у шліфах має менше можливостей визначення мінералогічного складу глин у порівнянні з визначення складу уламкових порід, все ж цей метод допомагає узагальнити результати спеціальних методів та аналізів.

Зокрема, цей метод дає уяву про породу в цілому, коли природні зв’язки компонентів не порушені, структура і текстура зберігаються повністю. Мікроскопічне дослідження дозволяє орієнтовно визначити мінеральний тип глинистих порід і намітити хід та об’єм подальших досліджень.

В цілому може бути рекомендована така послідовність опису шліфа глинистих порід.

1. Оцінюється співвідношення глинистого та уламкового матеріалу в породі візуально або із застосуванням для визначення співвідношень названого матеріалу трафаретів або (при точному визначенні) окулярних сіток.

2. Визначається мінеральний тип глинистої породи (тобто характеристика основної маси). Зазначається колір глинистої маси, ступінь структурної і текстурної однорідності. Колір і ступінь прозорості глинистої породи у шліфах можуть свідчити як про склад породотвірних компонентів, так і про домішки та ступені неоднорідності породи і тому повинні зазначатися при описі. Наприклад, залізиста речовина надає породі червонуватий відтінок, що особливо добре видно у відбитому світлі. Гумусова речовина надає породі буруватий відтінок, а вуглистий рослинний детрит – сірий і темно-сірий колір. Коричнюватими стають ті ділянки, які

містять фосфатну речовину, тоді як глауконітові та хлоритові мінерали, переважно забарвлюють шліф у зелений колір. Для визначення мінерального складу основної маси використовуються такі оптичні властивості, як двозаломлення і показник заломлення (табл. 17).

Про двозаломлення глинистих мінералів судять по ділянках шліфа, в яких видно найбільш досконале орієнтування агрегатів глинистих частинок. Каолініт в тонкодисперсній масі майже ізотропний, дрібнолускуватий, має двозаломлення 0,005–0,006. Крупнолускуватий каолініт має більш високе двозаломлення – до 0,008–0,009. Гідрослюди і монтморилоніт характеризуються середнім двозаломленням – 0,012–0,035.

Таблиця 17

Оптичні властивості глинистих мінералів

Група	Мінерали	Світло заломлення			n_g- n_p	2V	Видовження	Загасання	Колір, плеохроїзм	Форма агрегатів
		n_g	n_m	n_p						
Алофану	Алофан	(1,480-1,490)			Ізотропний		-	-	Безбарвний зелено-бурий, блідо-голубий	Агрегати, зем. дисті маси
Каолініту	Каолініт	1,560-1,570	1,559-1,565	1,553-1,563	0,006-0,009	(-) 20-55^0	+	Майже пряме cn_{ip}=1÷4^0 an_{ip}=2÷3^0	Безбарвний жовтувато-бурувати	Псевдогексагональні пластинки, верм. кулі-топодібні агрегати, луски
	Дикіт	1,568	1,562	1,561	0,007	(+) 52-82^0	+	Косе cn_{ip}=7÷13 an_{ip}=15÷22	Безбарвний	
	Накрит	1,563	1,562	1,557	0,006	(-) 40-90^0	+	Косе cn_{ip}=8-10 an_{ip}=10-12	Безбарвний	
	Галуазит	1,470-1,550	1,470-1,550	1,470-1,550	Низьке, майже ізотропний	-	-	-	Безбарвний сіруватий, голубуватий	Псевдогексагональні

Гідрослюд	Гідромусковіт (серицит) Гідробіотит Ідіт (по Р.Є. Гриму) Глауконіт Селадоніт Сколіт	1,580-1,600 1,582-1,630 1,570-1,670 1,570-1,660 1,638 1,586	 1,630 1,581	1,545-1,590 1,545-1,590 1,545-1,630 1,545-1,630 1,625-1,608 1,559	0,030-0,040 0,033-0,037 0,022-0,055 0,022-0,030 0,013-0,030 0,027	Невеликий (-)невеликий або 0 (-) невеликий (-) 0-20° (-) невеликий (-) 0-90°	+ + ? + ?	Пряме Пряме - 	Безбарвний Бурий, яблучно-зелений, жовто-зелений Безбарвний, бурий, жовто-бурий Зелений, жовто-зелений Зелений Зелений	Луски листочки Листочки Луски Агрегати лусок Пластинки луски, волокна, коломорфні агрегати

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Монтморилоніту	Монтморилоніт Нонтроніт	1,513-1,565 частіше 1,530-1,565 1,585-1,655	1,513-1,565 1,585-1,650	1,487-1,543 1,560-1,625	0,014-0,032 частіше 0,020-0,025 0,020-0,030	(-) 15-25° (-) від малого до великого, часто 25-30°	+ +	cn_g=0 cn_g=0	Безбарвний Світло-жовтий жовто-зелений, оливково-зелений, бурий	Пластинки луски, волокна Волокна, луски
Хлориту	Пенін Делесит		1,570-1,580 1,590-1,61		0,003 0,000-0,004	(±) малий (-) 0°	+ -	cn_g=0 cn_g=0÷7°	Зелений, червоний, фіолетовий, білий Зелений, рожевий	
	Клинохлор Ріпідоліт Тюрингіт Шамозит		1,57-1,59 1,61-1,63 1,65-1,68 1,62-1,66		 0,001-0,004 0,004-0,010 0,010-0,010	(+) 0-40° (+) малий (-) малий (-) малий	+ + +	cn_g=2° - - -	Зелений, рожевий, білий $n_c < n_b \leq n_g$ Голубувато-зелений, оливково-зелений $n_c < n_m = n_g$ Оливково-зелений $n_c \geq n_m > n_g$ Темно-зелений до чорного $n_c \geq n_m > n_g$	

Показник заломлення агрегатів глинистих частинок визначається шляхом порівняння з показником заломлення канадського бальзаму (канадський бальзам, n=1,540) або зерен кварцу. Каолініт і гідрослюди мають показник заломлення вище, ніж КБ, монтморилоніт як вище, так і нижче, ніж КБ.

3. Визначається мікротекстура основної маси. Треба зазначити, що мікротекстури в глинистих породах виділяються за різними ознаками. Представляється доцільним перш за все виділяти текстури на основі форми агрегатів глинистих частинок і їх взаємного розташування. Форма агрегатів є побічною ознакою, яка в ряді випадків допомагає визначенню мінерального типу глинистих відкладів. Агрегати гідрослюд часто мають скибкоподібну форму, монтморилоніт нерідко утворює сноповидні та віяловидні агрегати. У аналізі агрегатів глинистих частинок характеризують їх взаємне розташування. У випадку добре розкристалізованої маси ступінь орієнтування частинок глинистої речовини встановлюється легко. В тонкодисперсній масі орієнто-вана текстура визначається в шліфах по одночасному загасанню глинистої маси в схрещених ніколях (див табл. 17). Інші мікротекстури глинистих порід виділяються за характером шаруватості, розподілу уламкового матеріалу і пігментуючих сполук.

4. Мікроструктуру глинистих порід виділяють за сполученням основної маси і уламкових частинок в глинах (пелітові, алевро- і псамо-пелітові мікроструктури, а також гравелітові, конгломератові та ін.). У породі глинисті частинки часто утворюють агрегати, які сприймаються оптичними методами як частинки, хоча під час механічного (гранулометричного) аналізу вони розкладаються до елементарних складових. Далі враховують форму глинистих частинок, яка буває листуватою (лускуватою), зрідка волокнистою, голчастою чи зернистою. Переважно, глини мають лускуваті структури (тонко-, дрібно-, і крупно лускуваті) і дуже рідко – грубо лускуваті (каолінітові аргіліти). Структура може бути рівномірно-лускуватою або різнолускуватою, деколи порфіробластовою. У глинистих породах трапляються структури, які виникали як у стадію седиментації так і під час діагенезу. Це – коломорфні, фітопелітові, уламкові, реліктові та інші структури.

5. Уламковий матеріал у глинистих відкладах характеризується присутністю кварцу, польових шпатів, слюди, глауконіту та ін. Крім вмісту глинистого і уламкового матеріалу, визначеного за допомогою окулярної сітки або трафаретів, і складу для мінералів

уламкового походження указуються: розмір, який визначається за допомогою мікрометренної окулярної лінійки з відомою ціною поділки, характер розподілу в глинистій масі, ступінь збереженості, характер взаємовідношення з різними атигенними мінералами.

6. Характеристику неглинистого переважно аутигенного матеріалу тримують петрографічним аналізом, який дає можливість визначити склад і характер розподілу аутигенної домішки. До числа найбільш поширених мінералів відносяться: сульфіди, окисли кремнію, окисли і гідроокисли заліза, марганцю, алюмінію, титану, карбонати, сульфати, фосфати, цеоліти, галоїди.

Сульфіди. Найбільш розповсюджені сульфіди заліза і міді: гідротроіліт, мельниковіт, пірит, марказит, піротин. Гідротроіліт ($FeS \cdot nH_2O$) трапляються у вигляді тонкодисперсної речовини чорного кольору, мельниковіт (FeS_2) у вигляді приховано-кристалічної речовини чорного або сіро-чорного кольору у сучасних глинистих відкладах, пірит і марказит (FeS_2) трапляється у вигляді кубічних, октаедричних кристалів, мікроагрегатів, глобульфрам-боідів і конкрецій. Сульфіди міді трапляються разом з сульфідами заліза у вигляді конкреційних стяжінь, згустків, дрібних розсіяних включень, псевдоморфоз по рослинним решткам.

Окисли кремнію. В глинистих відкладах трапляються різні модифікації кремнезему (опал, кристобаліт, халцедон, кварц). Вони утворюють жилки, натіки, дрібні глобули (опал, кристобаліт), радіально-променисті стяжіння (халцедон), стяжіння і скупчення добре кристалізованих кристалів (кварц).

Окисли і гідроокисли заліза, марганцю, алюмінію і титану. Окисли і гідроокисли заліза – магнетит, гематит, гетит, гідрогетит – трапляються в глинистій масі в тонкорозсіяному стані, у вигляді точкових включень, плівок, прожилків і виділень різної форми. Окисли і гідроокисли марганцю поширені в глинистих відкладах, часто в суміші із залізистими мінералами у вигляді агрегатних скупчень, розсіяної вкрапленості в масі глин, плівок на поверхнях нашарування, в тріщинах і у вигляді інших форм. Окисли і гідроокисли алюмінію – гібсит і діаспор – трапляються в невеликих кількостях переважно в каолінітових глинах, які виникають в основному в теплому і спекотному гумідному кліматі. Окисли і гідроокисли титану – рутил, анатаз, брукіт, лейкоксен – трапляються часто в глинистих породах, однак петрографічно визначаються зрідка, а точне їх визначення можливе лише з допомогою рентгенівського аналізу.

Карбонати. Кальцит, доломіт, сидерит трапляються у вигляді розрізнених зерен, прожилків, агрегатів, скупчень у вигляді конкрецій або рівномірно розсіяні в породі.

Сульфати. Гіпс, ангідрит, целестин, барит спостерігаються у вигляді прожилків, тонковолокнистих утворень, крупнокристалічних друз, мікровключень, мікроконкрецій. Ярозит трапляється у вигляді конкрецій, натьоків; алуніт – у вигляді тонкозернистих, землистих, волокнистих мас, іноді дрібних кристалів.

Фосфати часто присутні в глинистих відкладах. Вони утворюють псевдоморфози по органічним рештках, прошарки, скупчення сферичного, нитковидного або іншого вигляду.

Цеоліти (анальним, філіпсит, морденіт та ін.) найчастіше трапляються в морських відкладах, де виникають за рахунок зміни продуктів вулканічної діяльності, а також в глинистих породах, які пройшли стадію раннього катагенезу. На стадії пізнього катагенезу появляються маловодні суттєво кальцієві цеоліти – ломонтит і сколецит.

Галоїди (найчастіше галіт, сильвін, карналіт) присутні у вигляді кристалічних агрегатів, зерен, лінз, шарів. Вони трапляються в глинистих породах соленосних відкладів.

Окремі аутигенні мінерали або їх парагенетичні асоціації вказують на фаціальні умови осадконагромадження, на характер і направленість епігенетичних змін порід.

Приклад опису порід

Глина. Карбон, тульська свита (Боровичи). Макроскопічний опис. Глина сірого кольору, напівпластична, однорідна, з нерівним зламом: від HCl не закипає, розкатується у нитку, що рветься; вміщує вуглефіковані рештки рослин.

Мікроскопічний опис. Порода складається з глинистої основної маси (60%) і значної кількості теригенної домішки (40%). Глиниста речовина має однорідне коричнево-жовтувате забарвлення. Склад глинистого матеріалу, мабуть, не однорідний. Трапляються ділянки, які складаються з тонкодисперсної маси з низьким двозаломленням (майже ізотропної) і світлозаломленням помітно більшим, ніж у канадському бальзамі (очевидно, каолініт), і ділянки (~ 40%), які складаються з добре кристалізованої глинистої маси з чітко вираженими уособленими один від одного витягнутими субпаралельними агрегатами. Показник заломлення агрегатів

глинистих частинок більший, ніж у канадському бальзамі, двозаломлення середнє, кольори інтерференції жовті (мабуть, гідрослюда).

Алевритова домішка становить ~40%. Зерна розміром 0,03–0,05 мм розташовані нерівномірно і мають наступний склад: кутасті і обкатані зерна кварцу, розкладені кутасті зерна польового шпату і луски слюди.

Резюме. Алевритова гідрослюдисто-каолінітова глина з алеврито-пелітовою структурою і орієнтованою текстурою на ділянках розвитку гідрослюди.

Глина часов'ярська. Полтавська серія неогену (Донбас).

Макроскопічний опис. Глина сірувато-біла, в'язка, добре ріжеться ножем, часто з блискучими поверхнями сковзання; злом нерівний, іноді шкаралупуватий; від HCl не закипає, розкатується в току нитку (тонкодисперсна).

Мікроскопічний опис. Структура пелітова, неоднорідна. Основна маса при одному ніколі сірувато-жовтувата, в схрещених ніколях виявляє низьке двозаломлення (сірі кольори інтерференції), місцями спостерігається хвилясте погасання – хвилясто-лускуваті ділянки шліфа. Показники заломлення більші, ніж у канадському бальзамі, двозаломлення низьке (каолініт? гідрослюда?).

В невеликій кількості зустрічаються зерна кварцу і каолінізованого розкладеного польового шпату (1–3%) алевритової розмірності (0,01–0,03 мм), одиничні зерна акцесорних мінералів (циркону і рутилу) і глобулі піриту.

Резюме. Глина тонкодисперсна каолінітова (?).

2.3. Гранулометричний аналіз глинистих осадів

Після вивчення глинистої породи у взірці та шліфі можна переходити до гранулометричного аналізу для точнішого визначення вмісту різних фракцій у породі. Аналіз можна проводити для порід, що розмокають. Залежно від характеру і кількості аутигенної домішки карбонатних мінералів, породу відповідно готують до аналізу.

Завдання гранулометричного аналізу глин – розділення не лише піщано-алевритової домішки, але й глинистих частинок (менше 0,01 мм) на ряд фракцій: 0,01–0,005 мм; 0,005–0,001 мм та дрібніше ніж 0,001 мм. Остання, колоїдна фракція містить лише колоїдні частинки, тобто є власне глинистою. Глинисту фракцію

також пізніше досліджують за допомогою електронного мікроскопу, хімічного, термічного і рентгеноструктурних аналізів. Розділення глин на тонкі фракції пов'язують з деякими труднощами: одна з них – утворення глинистими частинками агрегатів різної стійкості. Такі мінеральні агрегати виникають під час перенесення, осадження і, особливо часто при діагенезі. Неможливість визначити стадії утворення агрегатів – загальний недолік гранулометричного аналізу глин, оскільки повне, або можливо максимальне руйнування агрегатів (дисперсійний аналіз) і їх збереження (агрегатний аналіз), як і часткове руйнування (мікроагрегатний аналіз, коли зберігаються найбільш міцні дрібні агрегати) не відображає істинний гранулометричний склад осаду. Цей стан ускладнюється міцністю багатьох агрегатів і крихкістю глинистих частинок, які можуть дробитися при руйнуванні агрегатів, а також, завдяки присутності воднорозчинних солей, які за помітної кількості (перші проценти – засолені породи і деякі морські глини) викликають коагуляцію суспензій. Водонестійкі агрегати, що утворюються при цементації водорозчинними у воді солями та колоїдами, руйнуються в результаті розмокання. Натомість, водостійкі агрегати, що утворюються при коагуляції двох- і, зокрема, трьохвалентними іонами (Mg, Ca, Fe, Al) руйнуються в результаті заміщення одновалентними іонами (Na, Li, NH_4), а агрегати зцементовані кремнеземом або карбонатами – внаслідок обробки слабкою соляною кислотою. Через цю причину, багато дослідників не обробляють пробу соляною кислотою, а розробляють методи підготовки до аналізів без видалення карбонатів.

Гранулометричний аналіз глинистих порід найчастіше проводять за допомогою ***методу Робінсона-Качинського*** (піпетковий метод), хоча піщано-алевритові фракції як і сумарний вміст глинистих фракцій (дрібніше 0,01 мм) визначаються й іншими методами, зокрема за допомогою методу Сабаніна.

Методика підготовки глин до гранулометричного аналізу залежить від цілей дослідження. У практиці гранулометричний аналіз глин використовується з метою отримання: 1) фракцій різного розміру для мінералогічних досліджень; 2) структурної характеристики глини для уточнення її назви. Оскільки спеціальних робіт із найбільш раціональних способів підготовки глин до гранулометричного аналізу майже немає, то практична підготовка глин як для отримання структурної характеристики, так і при

виділенні фракцій для мінералогічного аналізу проводиться однаково і залежить тільки від ступеня зцементованості породи та наявності в ній тих чи інших домішок.

Отримання для мінералогічних досліджень фракцій 0,01–0,005 мм, 0,005–0,001 мм і менше 0,0001 мм можливе тільки для пластичних та слабоущільнених глин.

При дезінтеграції пластичних незасолених і некарбонатних глин достатньо розм'якшити і розтерти їх до пастоподібного стану, не піддаючи будь-якій хімічній обробці. Невелика кількість електролітів, що в них міститься, виводиться зливанням води над розмоклою глиною. Для отримання дисперсної стійкої суспензії із засолених глин застосовується відмивання розмочених глин дистильованою водою методом декантації (декантація – відмивання породи від розчинних солей шляхом кількаразового заливання та зливання шару води над породою). Карбонатні глини, як правило, обробляють 2% HCI на холоді в стакані до припинення виділення бульбашок CO_2 від свіжої порції HCI, потім глину відмивають на фільтрі гарячою водою до від`ємної реакції на CI^-.

Хід аналізу

Для проведення аналізу потрібно мати таке обладнання:

1) циліндр ємністю 1200–1300 $см^3$, висотою 40 см, та діаметром 6–7 см; 2) піпетка об'ємом 25 $см^3$; 3) штатив для кріплення піпетки, за допомогою якого можна піднімати та опускати піпетку до потрібного рівня; 4) мішалка у вигляді скляної палички; 5) секундомір; 6) термометр; 7) бюкси для збирання відібраних проб; 8) промивалка (рис. 17). На верхній кінець піпетки надягають гнучкий гумовий шланг з затискачем, який приєднаний до гумової груші або до аспіратора, за допомогою якого можна швидко відбирати піпеткою пробу.

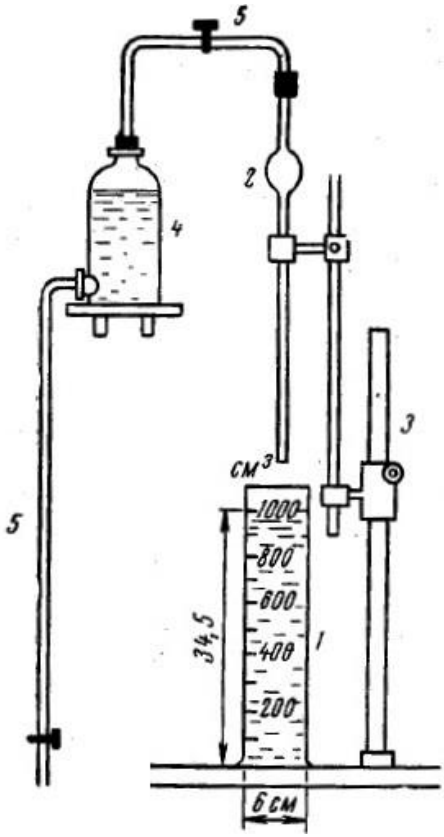


Рис. 17. Лабораторне устаткування для проведення гранулометричного аналізу за допомогою методу Робінсона-Качинського (пікетковий метод): *1* – циліндр з суспензією, *2* – піпетка, *3* – штатив, *4* – аспіратор, *5* – гумові трубки із затискачами

Зі середньої проби повітряно-сухої глини беремо дві наважки по 10 г – одну для визначення вологості, другу – для власне гранулометричного аналізу. Усі зважування проводимо на аналітичних вагах.

1) На початку аналізу визначаємо вологість *(W)*. Для цього наважку глини $P_{нав.}$ висушуємо до постійної ваги в сушильній шафі, охолоджуємо і зважуємо $(P_{вол.})$. Вологість **W** розраховуємо за формулою (1–2):

$$W = \frac{P_{вол} \times 100\%}{P_{нав}} \qquad (1)$$

де $P_{вол} = P_{нав} - P_{сухе}$ (2)

2) На аналітичній вазі зважуємо наважку глини 10 г і переводимо у стійку суспензію. Для цього її замочуємо в дистильованій воді (для аналізу використовуємо тільки дистильовану воду) на кілька діб. Після цього обережно зливають зайву воду – з нею відмиваються електроліти. Якщо порода дуже засолена, воду доливають і зливають кілька разів.

Потім пробу переносять у колбу, заливають приблизно десятикратною кількістю дистильованої води, додають 1 $см^3$ 25% аміаку і кип'ятять упродовж години на піщаній або водяній бані (якщо аміак не додають, то наважку залишають у воді на добу). Після охолодження суспензії її пропускають над великою фарфоровою чашкою крізь сито 0,1 мм. Породу, що залишилася на ситі, розтирають гумовим корком доти, поки не стане прозорою вода над породою в чашці; породу, що залишилася на ситі, висушити, розсіяти на ситах № 1; 0,5; 0,25; 0,1 і зважити кожну фракцію. Якщо частина зерен буде проходити крізь сито 0,01 мм, додати їх до суспензії.

Суспензію після відстоювання протягом 1 хв обережно переливають у мірний циліндр. Алеврит і грудочки, які залишилися на дні, розтирають гумовим корком, переносять усе в циліндр, дистильованою водою доводять об'єм до 1 л і додають для стійкості суспензії 25% розчин аміаку з розрахунку 0,5 мл на 1 л води.

Замірюють температуру суспензії у циліндрі, скаламучують її змішувачем доти, поки весь осад не підніметься з дна, і залишають у спокої до взяття першої проби. Час відстоювання та глибина взяття проб залежать від багатьох факторів: питомої ваги та форми частинок, густини і температури суспензії. Розраховують його за формулою Стокса (2). Глибина відбору проб може бути різною, але не рекомендується ближче ніж 5 см від поверхні суспензії та дна циліндра. Переважно відбирають проби з глибини 10 см. Час відбору проб вказаний у табл. 18. Після закінчення вказаного часу з циліндра, не збовтуючи суспензію, з глибини 10 см піпеткою

відбирають першу пробу (у стовпі суспензії вище 10 см до того часу будуть присутні лише частинки діаметром менше 0,05 мм). Аналогічно через відповідний час відбирають і решту проб. Вміст піпетки зливають у попередньо зважені чашки або бюкси, випаровують воду при температурі 100–105^{0}С, висушують до постійної ваги і зважують на аналітичних вагах.

Вміст кожної фракції визначають за формулою (1):

$$x = \frac{AV_2(100 - c)}{V_1 B}, \qquad (3)$$

де x – вміст фракції; A – вага відповідної проби після випарювання;

V_1 – об'єм відібраної проби суспензії (переважно 25 см^3, тобто об'єм піпетки); V_2 – об'єм усієї суспензії (переважно 1 л, тобто 1000 см^3); B – вага наважки з поправкою на вологість; (c – вміст фракції більше 0,1 мм, тобто тієї частини породи, яка залишилася на ситі 0,1 мм).

За результатами гранулометричного аналізу глини будуються графіки та робляться розрахунки за звичайною методикою.

Таблиця 18

Час відбору проб глинистої суспензії

Проба	**Температура, ºС**				
	10	12	15	17	20
< 0,05	58 с	55 с	51 с	48 с	45 с
< 0,01	24 хв 18 с	22 хв 59 с	22 хв. 14 с	20 хв 9 с	18 хв 44 с
< 0,002	5 г 3 хв	4 г 47 хв	4 г 25 хв	4 г 12 хв	3 г 54 хв
< 0,001	20 г 15 хв	19 г 9 хв	17 г 42 хв	16 г 48 хв	15 г 36 хв

Наведемо приклад аналізу. Припустимо, що для аналізу була взята навіска 6 г, її вологість складає 10%. Звідси в перерахунку на абсолютно сухий стан маса навіски, г,

$$B = 6 \cdot 100/(100+10) = 5,4.$$

Об'єм приготовленої суспензії дорівнював 500 мл. При аналізі користувалися піпеткою 25 см^3. На ситі з отворами 0,25 мм залишилось 0,08 г фракції, що складає, %,

$$c = 0,08 \cdot 100/5,4 = 1,4.$$

Фракції <0,05 мм в об'ємі піпетки виявилось 0,25 г. В перерахунку на весь об'єм суспензії це складає, %,

$$x_{<0.05} = 0.25 \cdot 500(100–1.4)/25 \cdot 5,4 = 91,2.$$

Фракції <0,01 мм в об'ємі піпетки виявилось 0,2 г, що в перерахунку на весь об'єм суспензії складає, %,

$$x_{<0.01} = 0.2 \cdot 500(100–1.4)/25 \cdot 5,4 = 73,0$$

Фракції <0,005 мм в об'ємі піпетки виявилось 0,15 г, що в перерахунку на весь об'єм суспензії складає, %,

$$x_{<0.005} = 0.15 \cdot 500(100–1.4)/25 \cdot 5,4 = 54,7.$$

Фракції <0,001 мм в об'ємі піпетки виявилось 0,12 г, що в перерахунку на весь об'єм суспензії складає, %,

$$x_{<0.001} = 0.12 \cdot 500(100–1.4)/25 \cdot 5,4 = 21,9.$$

Звідси вміст дробних гранулометричних фракцій в дослідженій пробі розташовуються в такій послідовності.

Фракція, мм	Вміст, %
>0,25	1,4
0,25–0,05	98,6–91,2=7,4
0,05–0,01	91,2–73,0=18,2
0,01–0,005	73,0–54,7=18,3
0,005–0,001	54,7–21,9=32,8
<0,001	21,9
	100

За даними гранулометричного аналізу порода представлена піщано-алевритовою глиною.

Хоча піпетковий метод аналізу дає достовірні результати, все ж нерідко при дослідженні суттєво глинистих відкладів перевагу віддають ***методу седиментаційних трубок***. В методах з використанням седиментаційної трубки швидкість нагромадження відомої кількості осадку, поміщеного в трубку, яка вертикально стоїть і заповнена водою, вимірюється за допомогою модифікованих ваг.

2.4. Метод забарвлення глинистих мінералів

Метод забарвлення глинистих мінералів має ряд переваг у порівнянні з іншими методами дослідження глинистих порід завдяки простоті прийомів і можливостей його застосування у польових умовах.

Теоретичні основи методу. Метод базується на взаємодії барвників з поверхнею глинистих мінералів. В аналізі використовують, переважно, катіонні або основні барвники, крупні забарвлені катіони які зв'язуються з від'ємно зарядженою поверхнею глинистих мінералів.

Серед барвників, найбільш зручним для використання є водний розчин метиленового голубого (МГ) барвника, який відноситься до класу тіазинових. Максимум поглинання світла цього барвника належить до області червоної і оранжевої частин спектру, що викликає голубе забарвлення цього барвника. Іншими барвниками, що часто використовуються, є: безбарвний насичений розчин солянокислого бензидину (БН), хризоідин 0,01%, метилвіолет, підкислений слабкою HCl, малахітовий зелений та ін. (табл. 19).

Найбільшу роль в сорбції катіонів відіграють тетраедричні шари структури кристалічної решітки глинистих мінералів, в яких завдяки ізоморфному заміщенню одних атомів іншими з нижчою валентністю створюється надлишок від'ємних зарядів. На поверхні глинистих частинок завдяки певному розподілу від'ємних зарядів у водному середовищі адсорбуються і утримуються з різним ступенем міцності забарвлені катіони барвника. Кількість активних центрів, здатних адсорбувати катіони, і характер їх розподілу тісно пов'язані з особливостями структури кристалічної решітки глинистих мінералів.

Різні глинисті мінерали характеризуються, по-перше, різною міцністю іонного зв'язку з аміногрупою барвника і, по-друге, відмінностями в здатності зв'язувати катіон МГ у стані дублетної (подвійної) фіксації. В якості активних ділянок молекули МГ, що забезпечують зв'язок з поверхнею глинистих мінералів, приймають одну з аміногруп барвника [$N(CH_3)_2$] і центральний атом азоту в структурній формулі МГ. Припускається можливість закріплення атома азоту катіону МГ, коли одна з його аміногруп зв'язана з поверхнею глинистих мінералів іонним зв'язком. Ідея про дублетну адсорбцію катіону МГ допомагає пояснити ряд явищ, які спостерігаються при забарвленні глинистих мінералів.

Таблиця 19

Визначення глинистих мінералів методом забарвлення (за М.Ф. Вікуловою і Н.В. Логвиненком)

Мінерали	Реактиви				
	МГ, 0,01%-й розчин стандартне забарвлення	МГ, 0,01%-розчин (інтенсивне забарвлення колір у висушеній краплі)	МГ, з додаванням насиченого розчину KCl	БН, насичений розчин	Хризоідин 0,01%-й розчин
Каолініт	Фіолетовий	Фіолетовий але більш світлий або набуває голубувато-фіолетового тону	Фіолетовий	Незабарвлений	Жовтий
Накрит	Синьо-фіолетовий	-	Фіолетово-синій	Незабарвлений	Рожево-жовтий
Дикіт	Фіолетово-синій	-	Фіолетово-синій	Незабарвлений	Жовтий
Галуазит	Фіолетовий	-	Фіолетовий, синьо-фіолетовий і синьо-голубий	Не відомий	Не відомий

Гідро-слюда (з хлориту і біотиту)	Фіолетово-синій і синій	Гідрослюда після висихання має або попередній колір, але більш світлий, або набуває голубувато-фіолетового забарвлення	Фіолетово-синій і синій	Брудно-синій або сіро-синій, сіро-зелений	Жовтий нечистий
Глауконіт	Синій, фіолетово-синій		Синій	Синьо-голубий, зеленкувато-голубий	Цегляно-червоний
Гідро-слюда (типу монотерміту)	Фіолетовий, синьо-фіолетовий	Гідро-слюда після висихання має або попередній колір, але більш світлий, або набуває голубувато-фіолетового забарвлення	Бірюзово-голубий, світло-голубий, синьо-голубий	Незабарвлений або слабий брудно-синій колір, брудно-зелений	Жовтий нечистий з коричневим або червоним відтінком
Монтмориллоніт	Фіоле-товий і фіолетово-синій	Зелений або голу-бувато-зелений	Голубий і голубувато-зелений	Голубий і голубувато-синій або глибокий синій колір	Цегляно-червоний, жовто-червоний
Бейделіт (з біотиту)	Трав'яно-зелений	Зелений	Смарагдово-зелений або трав'янисто-зелений	Голубий	Коричнувато-червоний
Сапоніт	Голубий		Зеленкувато-голубий	Не відомий	Не відомий
Нонтроніт	Синій, фіолетово-синій, синьо-голубий		Зелений, голубувато-зелений, голубий	Голубий, синьо-голубий	Цегляно-червоний, жовто-червоний
Палигорськіт	Фіолетовий і фіолетово-синій		Фіолетовий і фіолетово-синій	Незабарвлений	Не відомий
Сепіоліт	Синьо-голубий		Синьо-голубий	Незабарвлений	Не відомий

Додавання реактивів, які містять крупні катіони, наприклад KCl, викликає знищення дублетної адсорбції катіонів МГ. Відбувається руйнування зв'язку атому азоту з поверхнею мінералів одновалентними катіонами, у цьому випадку іоном калію з великим радіусом. Тут катіон барвника залишається закріпленим іонним зв'язком тільки через аміногрупу і спектр поглинання світла міняється.

Мінерали групи монтморилоніту характеризуються міцним іонним зв'язком катіонів МГ і їх нестійкою дублетною адсорбцією. Остання легко руйнується під впливом різних факторів і при цьому переходить в іонну без відриву від поверхні мінералу всього катіону. Так, нестійкість дублетної адсорбції на мінералах групи монтморилоніту проявляється під дією розчину KCl, коли однова-лентний іон з великим радіусом (іон калію) руйнує зв'язок атома азоту з поверхнею мінералу, а також при висиханні забарвленої суспензії.

Мінерали групи каолініту і гідрослюд мають стійку дублетну адсорбцію катіонів МГ і досить міцний іонний зв'язок. Суспензії цих мінералів забарвлюються МГ у фіолетові і синьо-фіолетові кольори, які стійкі по відношенню до дії К+, висихання (при інтенсивному забарвленні) і нагрівання.

Технічні прийоми забарвлення. 1. Шматок глинистої породи масою 0,5 г (або менше для глин, що сильно розбухають) замочується дистильованою водою у фарфоровій чашці так, щоб вона повністю покривала породу.

Через одну або дві доби вода зливається для видалення з глини електролітів, які перейшли у розчин.

Глина розм'якшується резиновим пестиком, переноситься у пробірку і заливається водою майже до краю пробірки. Суспензія взмучується перевертанням пробірки і залишається відстоюватися впродовж доби.

Через добу верхня частина стовпа суспензії висотою 7 см, яка містить частинки <0,001 мм, зливається в чисту пробірку, на якій позначений номер взірця.

Якщо суспензія коагульована, то чисту воду над осадом зливають, пробірку знову заливають водою і так роблять декілька разів, поки суспензія не стане стійкою. Деякі глини

потребують дуже тривалого відмивання солей. Концентровану суспензію розбавляють водою до густини 1,004–1,005 г/см^3.

В чисту пробірку з позначкою МГ наливають суспензію (приблизно половину пробірки) і додають туди таку ж кількість МГ (зазвичай 0,001%), який має зелено-голубий колір. Пробірку розбовтують.

Відливають половину суспензії в іншу пробірку з позначкою МГ + KCl, у неї додають одну-дві краплі насиченого розчину KCl і пробірку розбовтують.

Спостереження проводять через 8–12 год., іноді через 1–2 доби. Оцінка забарвлення проводиться візуально або за допомогою фотометрів виміром спектрів поглинання. Гама можливих кольорів, яку дає МГ при забарвленні глин, поділена умовно на десять відтінків кольорів: 1) фіолетовий, 2) фіолетово-синій, 3) синій, 4) синьо-голубий, 5) голубий, 6) голубувато-зелений, 7) зелений, 8) зелений – трав'яно-зелений, 9) трав'яно-зелений, 10) жовто-зелений.

При спостереженні результатів забарвлення відзначаються характер осадку в пробірці (гелевидний, щільний) і характер забарвлення (повне, по шарам, плямисте).

Відзначається чистота або бляклість кольору. Чисті яскраві тони властиві однорідним фракціям. Бляклі забарвлення викликаються нерідко домішкою органічної речовини.

При масовому забарвленні порід по розрізу дані візуальної оцінки характеру забарвлення МГ і МГ + KCl наносяться поряд з літологічною оцінкою розрізу. Проти кожного взірця у відповідному місці колірної шкали позначається забарвлення суспензій с МГ і МГ + KCl. Поєднуючи відрізками прямої точки, які характеризують кольори взірців, викреслюють дві криві: одну для кольорів суспензій, забарвлених МГ, іншу – для МГ + KCl.

Каолінітові глини забарвлюються з МГ у фіолетові тони (максимум кривої спектру поглинання 550–580 нм), гідрослюдисті в синій до фіолетово-синього (максимум кривої спектру поглинання 560–600 нм), монтморилонітові глини набувають інтенсивного чистого фіолетового, фіолетово-синього кольору (очевидно, в залежності від складу катіонів, які поглинаються, – перевага Na над Ca або, навпаки, Ca над Na та ін.). Бейделітові

глини забарвлюються у голубувато-зелений колір (максимум кривої спектру поглинання між 600 і 700 нм).

Якщо в суспензію, забарвлену МГ, увести декілька крапель насиченого розчину KCl, то каолінітові глини зберігають забарвлення (спектральна крива зберігає свою форму). Зміна забарвлення на фіолетово-синю або синю указує на наявність домішки гідрослюд. Гідрослюди, що забарвлюють МГ у фіолетово-сині і сині кольори, мало змінюються від додавання KCl. Переміщення забарвлення в довгохвильову частину спектра невелике або його взагалі немає. У монтморилонітових глинах від додавання KCl колір змінюється сильно і стає голубим або голубувато-зеленим (максимум кривої спектра поглинання переміщується від 560 до 670 нм).

Інтенсивне забарвлення. Для уточнення забарвлення МГ поряд зі стандартним проводять інтенсивне забарвлення. Готується суспензія, забарвлена в 2–3 рази більшою кількістю МГ. Узявши піпеткою деяку кількість суспензії (~ 1 $см^3$), переносять її на предметне скло у вигляді великої краплі і висушують на повітрі. Висихаючи, крапля дає рівномірно забарвлений тонкий шар міцно прилягаючих до скла глинистих частинок діаметром 2–2,5 см. Після висихання фіолетова суспензія монтморилоніту стає зеленою або голубувато-зеленою, а фіолетова суспензія каолініту і гідрослюд після висихання лише зберігає попередній колір, але більш світлий, або набуває голубувато-фіолетових тонів забарвлення. Бейделіт має зелений колір як в слабо, так і в інтенсивно забарвленій суспензії.

Можливості методу забарвлення, мабуть, не вичерпані. Най-ближчими задачами у методі барвників являються подальше вивчення характеру сорбції барвників для різних глинистих мінералів, підбір нових барвників для визначення широкого кола глинистих та інших мінералів, вивчення впливу різних факторів на забарвлення глин (складу поглиненого комплексу катіонів, домішки органічної речовини, ступеню зруйнованості частинок та ін.).

2.5. Вивчення глинистих мінералів у імерсійних препаратах

Для вивчення глинистих мінералів за допомогою імерсійного методу готують орієнтовані препарати частинок. Існує клька способів приготування орієнтованих агрегатів.

Підготовка препаратів проводиться в такій послідовності: в чашці з суспензією з частинок <0,005 мм на дно кладуть однедва предметних скла, суспензія на предметному склі з частинками <0,005 мм випарюється на водяній бані, а потім висушується на повітрі або в термостаті при температурі 35°С. Це забезпечує подібне орієнтування глинистих частинок і утворення на поверхні предметного скла своєрідних псевдомонокристалів. Швидко агрегати глинистих частинок одержують випарюванням краплі суспензії на предметному склі.

З висушених пластинок на предметному склі або зі дна чашки нарізають стружку глинистих мінералів і готують імерсійні препарати відразу з рядом імерсійних рідин. В препаратах в глинистих частинках, які лежать на площині спайності (001), можна визначати ng′ і nm′, які знаходяться в площині третього пінакоїду. Так як у більшості мінералів глин кут 2V невеликий, то різниця між ng′ і nm′ невелика. Враховуючи можливість недосконалого орієнтування лусок глинистих мінералів, з серії вимірів показників заломлення беруть найбільший, який близький до максимального значення ng′. В цих же розрізах можна визначити осність і оптичний знак.

Оскільки перпендикулярно до спайності площини (001) у глинах розташовується гостра бісектриса np, то для її визначення потрібно зрізати товсті плівки в площині, перпендикулярної до поверхонь нашарування. Враховуючи недосконалість орієнтування лусок, одержимо значення np′, наближене до np. Маючи значення ng′ і np′, визначають двозаломлення. За показниками заломлення та іншими оптичними характеристиками визначають глинисті мінерали.

Метод орієнтованих препаратів разом із забарвленням є найбільш доступним і легко здійснюваним способом дослідження глинистих мінералів при масовій праці мінералогів-петрографів.

2.6. Термічний аналіз глинистих мінералів

Термічний аналіз – один з головнх методів вивчення глинистих порід, який дозволяє у більшості випадків без дорогого хімічного аналізу визначати мінералогічний склад. У комплексі з іншими методами, цей вид дослідження практично у всх випадках приводить до визначення як глинистих мінералів, так і мінералів неглинистої домішки.

На кривих нагрівання фіксують ендотермічні реакції, пов'язані з втратою гігроскопічної вологи, з руйнуванням криста-лічної градки та втратою зв'язної води з окисненням деяких мінералів, а також екзотермічні реакції обумовлені кристалізацією аморфних продуктів розпаду мінералів, а у разі нявності відповід-них домішок – окиснення органічної речовини (близько 300–400°), піриту (вище 400°) і окисли заліза, що виділяється, наприклад із сидериту(вище 500°).

Наприклад, термічні криві каолінітових глин не показують різких змін при нагріванні до 500°С. В деяких випадках в погано-кристалізованих каолінітових і галуазитових глинах виявляється невелика ендотермічна зупинка в інтервалі 100–150°С В інтервалі 500–700°С спостерігається різкий ендотермічний ефект, який відповідає втраті конституційної води і аморфізації мінералу. При 900–1000°С досить чітко виражається екзотермічний ефект, викликаний перекристалізацією аморфного окису алюмінію в γAl_2O_3. Є ще другий слабкий екзотермічний ефект при 1200–1230°С, який відповідає розкристалізації аморфного SiO_2 в кристобаліт.

Для монтморилонітових глин характерні три ендотермічні піки: перші за температур 100–180°С, другі, менш розвинені, в інтервалі 500–700°С, треті – від 850 до 900°С. Перший ефект зобов'язаний своїм походженням видаленню міжшарової або міжпакетної води, другий і третій ефекти пов'язані з видаленням конституційної води. Третій ендотермічний ефект переходить в екзотермічний при 900–950°С. Причиною останнього є кристалізація шпінелі з продуктів, утворених при розпаді в процесі нагрівання

Термічна поведінка гідрослюд дещо інша. Вони характеризуються трьома ендотермічними ефектами при температурах

100–200, 500–700 і 850–950°С. Перший ефект викликаний виділенням адсорбованої води (частково, мабуть міжшарової води типу води монтморилоніту). Він проявляється значно слабше, ніж у монтмо-рилоніту. Другий і третій ендоефекти пов'язані з виділенням конституційної води і супроводжуються біля 900°С аморфізацією мінералу. При 900–1000°С спостерігається екзотермічний ефект – наслідок роз кристалізації аморфізованих продуктів розпаду. В результаті утворюються мінерали зі структурою шпінелі. Екзотермічний ефект гідрослюд виражений слабо, цим вони відрізняються від мінералів групи каолініту.

Каолініт. Цей мінерал характеризується монтморилонітовою кривою з однією інтенсивною ендотермічною реакцією з максимумов в інтервалі 550–610° та двома екзотермічними реакціями за температур в інтервалі 925–1000° та 1200–1300°. Екзотермічна реакція викликається втратою кристалізаційної і конституційної води, розпаду градки і аморфізацією мінералу. У дрібно лускуватих або погано скристалізованих каолінітів ця реакція починається раніше, а в добре скристалізованих – за більш високих температур в межах зазначеного інтервалу. Пешша основна екзотермічна реакція обумовлена кристалізацією Al_2O_3, та утворенням γ– Al_2O_3 та муліту, друга – кристалізацією кремне-кислоти з утворенням кристобаліту. Вона виражена слабко, нерідко відсутня, і практично не відіграє ролі у розшифровці мінерало-гічного складу глин, які нерідко нагріваються до такої температури. Відтак, термограми каолініту переважно мають лише два перших піки.

Такі типові термограми чистих каолінітів часто ускладнюються додатковими ефектами з деяким підйомом кривої після ендотермічної реакції і розвитком невеликої другої ендотермічної реакції, а в погано скристалізованих і перевідкладених – низько-температурним (до 150°) ендотермічним ефектом, пов'язаного з втратою гігроскопічної води, яка за тонкої дисперсності міститься і в каолінітових глинах.

Інші спотворення і ускладнення кривої викликані домішками як інших глинистих, а також і неглинистих мінералів та органічної речовини.

Гідрослюди. Ці мінерали характеризуються кривими з трьома ендотермічними і одним екзотермічним ефектом (рис. 18).

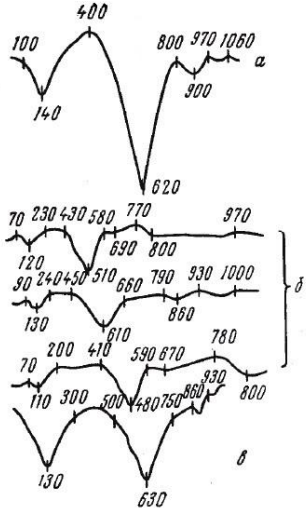
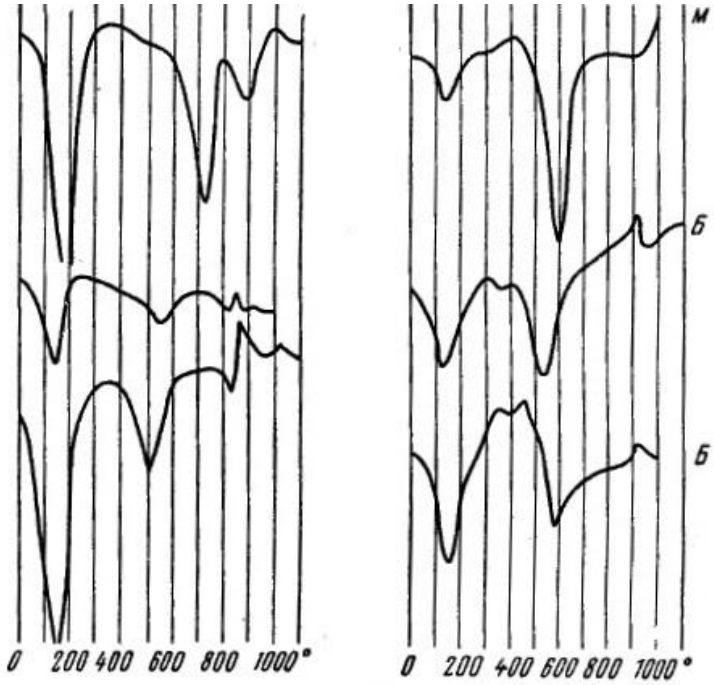


Рис. 18. Криві нагрівання гідрослюдистих глин: *а* – гідромусовіт (за М. Ф. Вікуловою, 1973); *б* – переважно гідро мусковітові глини середньої юри Дагестану; *г* – глауконіт

Перша низькотемпературна ендотермічна реакція з максимумом 120–160° відповідає за втрату гігроскопічної води і відрізняється меншою інтенсивністю ніж інша. Друга ендотермічна реакція розпочинається за температур 450–500°, має максимум в межах 550–650°. Вона обумовлена втратою ОН і частковими змінами у структурі градки. Третя ендотермічна реакція (інтервал 850–950°) пов'язана з повним руйнуванням градки, і переважно слабка. Вслід за нею (між 900 і 1000°) переважно спостерігається екзотермічний ефект, що вдповідає за перекристалізацію аморфних продуктів руйнування гідрослюд та утворення, залежно від типу гідрослюд, різних мінералів – шпінелі, муліту тощо. Залізо понижує температуру перекристалізації (у гідро біотитів і глауконітів).

Монтморилоніти. Ці мінерали характеризуються кривими з трьома ендотермічними і двома екзотермічними реакціями (рис. 19а).



а *б*

Рис. 19. Криві нагрівання глин: *а* – монтморилонітові глини *б* – монотермітові (М) і бейделітові (Б) глини (за М. Ф. Вікуловою, 1973)

Перша ендотермічна реакція пов’язана з втратою міжшарової (гігроскопічної) води, що найбільш інтенсивно проходить між 100–250° з максимумом близько 150–180°. У монтморилонітів з переважанням у складі поглинених катіонів Са та Mg услід за цією реакцією іноді спостерігається деякий ендотермічний ефект (сповільнення піднімання) кривої за температур близько 220–240°. Друга ендотермічна реакція, на відміну від гідрослюд, менш інтенсивна ніж перша, обумовлена виділенням зв’язної води і руйнуванням градки; вона почина-ється в межах 450–500°, а її максимум знаходиться в інтервалі від 500° до 700° – залежно від типу монтморилоніту: у більш залізистих, а також у нонтроніту і волконськоїту – нижче 600°, натомість у багатого на магній гекториту – до 800°. Інколи цей пік є подвійним, що може свідчити про змішування монтморилонітів різних типів.

Третя ендотермічна реакція змінюється екзотермічним ефектом (900–1100°). Він спричинений кристалізацією продуктів розкладання мінералу та утворенням шпінелі, β-кварцу, енстатиту, анортиту та інших, залежно від складу монтморилоніту. Друга екзотермічна реакція (1200°, утворення муліту) спостерігається зрідка.

Монотермітові глини займають проміжне положення між каолінітовими і гідро слюдистими (або монтморилонітовими), характеризуються проміжним типом термограм (рис. 19б) на яких головним є ендотермічний пік в інтервалі 525–610°, а дві інші ендотермічні реакції (120–200° і 750°–925°) переважно слабкі та інколи взагалі не проявляються.

Екзотермічна реакція в інтервалі 800–1000° найчастіше відображається на кривих: на деяких термограмах фіксується слабка екзотермічна реакція близько 1100°.

Бейделітові глини також займають проміжне положення між каолінітом і монтморилонітом та мають подібні криві до монтморилонітових та одночасно зв'язані переходами з моно термітовими.

Палигорськіт. Термічно вивчений недостатньо. Найбільш інтенсивна ендотермічна зупинка має максимум при 110–150°С. Ця реакція, мабуть, відповідає виділенню води. Мабуть, цю ж природу має і інші ендотермічна реакція між 200–350°С, зазвичай більш слабка, ніж перша. Третя ендотермічна реакція палигорськіту має максимум між 400 і 535°С, наступна, четверта, яка проявляється в інтервалі 700–800°С, не завжди виражена. Ця зупинка пов'язана з аморфізацією дегідратованого палигорськіту. Екзотермічна реакція між 800–900°С, яка викликається розкристалізацією аморфної речовини, має різну інтенсивність.

Сепіоліт. Загальними особливостями кривих нагрівання є наявність трьох ендотермічних реакцій, які проявляються в інтервалах 115–165°С, 200–700°С і 700–825°С. Перша реакція найбільш інтенсивна, друга іноді фіксується у вигляді декількох слабих ендотермічних піків, третя досить інтенсивна – після неї відбувається різка екзотермічна реакція з максимумом в інтервалі 820–910°С. Виникнення ендотермічних реакцій пов'язано з втратою води, а екзотермічної – перекристалізацією аморфної речовини.

Хлорити. Залізисті хлорити (триоктаедричні) характеризуються екзотермічним відносно низькотемпературним ефектом (300–500°С), пов'язаним з окисленням незначної кількості Fe^{2+}, який переходить в ендотермічний в області 500–650°С. Останній супроводжує три різних за знаком процеси: дегідратацію хлориту, руйнування структури, окислення заліза і утворення нової фази з олівіновою структурою. Екзотермічний ефект (~770°С), пов'язаний з утворенням структури олівінового типу, трапляється лише у деяких залізистих хлоритів.

Залізисто-магнезіальні хлорити (триоктаедричні) проявляють інтенсивний екзотермічний ефект вилучення основної частини структурної води при 600–700°С. Ендотермічний ефект дегідратації решти конституційної води і розпад решітки мінералу при 780–820°С слабо виражений, а іноді відсутній. Утворення мінералу з олівіновою структурою відбувається при 820–840°С – екзотермічний ефект. Інтенсивність цього ефекту падає зі зменшенням вмісту в хлориті MgO.

Для магнезіальних триоктаедричних хлоритів характерні два ендотермічних ефекти: перший, найбільш інтенсивний (550–700°С), пов'язаний з виділенням структурної води (~8%), другий, менш значний (710–820°С), з виділенням приблизно 3–4% води. Остаточ-ний розпад мінералу відбувається після другого ендотермічного ефекту. Останній переходить в інтенсивний екзоефект (820–840°С), який відбувається у вузькому інтервалі температур. Він обумовлений утворенням мінералу з олівіновою структурою – форстериту.

Значно складніше виглядають криві нагрівання мінеральних сумішей, змішаношаруватих утворень і полімінеральних глинистих порід. Характер кривих нагрівання і положення головних термічних ефектів глинистих мінералів в значній мірі визначаються досконалістю структури і ступенем дисперсності речовини. Наприклад, у мінералів групи каолініту ендотермічний ефект тим вищий, чим досконаліша структура і крупніші кристали. Це в значній мірі справедливо і для інших глинистих мінералів. Наявність органічної речовини сильно деформує криві нагрівання в інтервалі 300–450°С, створюючи плавний екзотермічний ефект.

2.7. Рентгеноструктурний аналіз глинистих мінералів

При рентгеноструктурному аналізі використовуються препарати з фотографічною і іонізованою реєструваннями відбиття: УРС-70, УРС-55А, УРС-50ІМ, Дрон-1,0, Дрон-2,0. Обладнання приладів, техніка зйомки і теоретичне обґрунтування методу наводяться у відповідних посібниках (Браун, 1965; Бріндлі, 1955; та ін.).

Сьогодні в практику рентгеноструктурного аналізу більше впроваджуються рентгенівські дифрактометри. Дифрактометричний метод дозволяє вести безпосередній запис рефлексів на діаграмній стрічці і записувати міжплощинні відстані. Велика чутливість лічильників, безпосередній запис інтенсивності рефлексів підвищують і полегшують процес її виміру. Зростає точність виміру міжплощинних відстаней. Дифрактометр має велику розв'язуючу здатність і швидкість зйомки. На дифрактометрі завдяки викорис-танню орієнтованих агрегатів можна отримати тільки базальні рефлекси, які полегшують діагностику глинистих мінералів.

Залежно від завдань дослідження взірці для зйомки на дифрактометрі готуються з орієнтованими або неорієнтованими агрегатами. В цілях діагностики для посилення на рентгенограмах інтенсивності базальних рефлексів мінералів препарати готуються з орієнтованими частинками.

Фотографічний спосіб реєстрації відбиття, не втрачає свого значення. Його перевагою є наочність і повнота дифракційної картини, можливість знімати дезорієнтовані частинки. Однак три-вала експозиція, порівняно невисока точність виміру міжплощинних відстаней, особливо при малих кутах, а також невелика розв'язуюча здатність камер сильно обмежують фотографічний метод діагностики, а в ряді випадків роблять неможливими визначення змішаношаруватих утворень та інших мінералів з великими міжплощинними відстанями їх визначальних рефлексів.

Визначення глинистих мінералів методом рентгенографії у випадку мономінерального складу не має утруднень, діагностика глинистих мінералів і визначення їх вмістів в полімінеральній суміші представляє більш складну задачу. В останньому випадку

використовуються різні види хімічної і термічної обробок матеріалу: насичення взірців етиленгліколем або гліцерином для виявлення мінералів (монтморилоніт, змішаношаруваті утворення), що набухають, обробка кислотами (соляною, оцтовою, щавлевою) для вилучення окремих компонентів із суміші (наприклад, хлоритів), обробка нагріванням до 100–800°С для видалення адсорбованої і конституційної води, виявлення характеру стиснення і руйнування структури, усунення одних та збереження інших компонентів (наприклад, хлорит і каолініт). З ціллю вияснення основи монтморилоніту і його фрагментів у змішаношаруватих утвореннях взірці оброблюються 1 Н розчином КОН, для детальної діагностики каолініту – 30%-ним розчином NaOH. Для уточнення і діагностики мінералів (хлоритів і вермикулітів), що набухають, застосовується насичення хлористим магнієм.

Рентгенографічна характеристика глинистих мінералів.

Каолініт. Діагностичними рефлексами каолініту є його базальні рефлекси – 001, 002, 003 (0,712–0,714; 0,355–0,357; 0,237–0,238 нм)

Для діагностики каолініту в полімінеральній суміші (особливо, якщо він трапляється разом з хлоритом) використовують: диоктаедричний мотив структури каолініту (міжплощинна відстань рефлексу 060 не менше 0,150 нм), його стійкість до дії кислот (хлорит в HCl розчиняється) і нестійкість при термічній обробці – при 500–600°С каолініт аморфізується, а хлоритові відбиття стають чіткими (1,4 нм). Додатковим критерієм для виділення каолініту служить обробка його NaOH. При накладенні хлоритових рефлексів (002, 004) на каолінітові (001, 002) останні звично ускладнюються виступами зі сторони малих кутів або диференціюються. У випадку суміші каолініту зі змішаношаруватими утвореннями типу гідрослюдамонтморилоніт використовується обробка етиленгліколем або нагрівання до 200°С: рефлекси фази з набухлим компонентом зміщуються, а каолінітові залишаються на місці.

Дані рентгенографії дозволяють судити про ступінь досконалості структури каолініту. Згідно даних Г.Брауна (1965), для каолініту з досконалою структурою характерно розв’язання

всіх ліній на рентгенограмах, чіткий прояв дуплетів в області 0,418 і 0,417 нм, обох триплетів в області 0,255–0,248 і 0,248–0,23 нм і деякі інші ознаки. Про це ж свідчить і добре розв'язання ліній з міжплощинними відстанями 0,450 і 0,437 нм. У каолінітів з недосконалою структурою ці умови частково або повністю не додержуються.

Найчастіше найбільш досконалу структуру (триклинна комірка, строгий період с), форму (правильні шестигранники) і великі розміри має аутигенний каолініт. Алотигенний каолініт відрізняється меншою досконалістю структури, меншою чіткістю і гостротою рефлексів.

Гідрослюда. Диоктаедрично гідрослюди надійно виділяються по базальним рефлексам 001, 002, 003 (0,95–1,0; 0,45–0,5; 0,330–0,333 нм). Непарні рефлекси гідрослюд звично інтенсивніші, ніж парні, що указує, за Г. Бріндлі і Г. Брауном, на присутність трьохвалентного заліза в октаедрах. До дії кислот гідрослюди стійкі, при нагріванні вони зберігають свою структуру до високих температур (>800°С). У випадку суміші зі змішаношаруватими утвореннями виявляються шляхом обробки взірців органічними рідинами або термічною обробкою (у першому випадку рефлекси змішаношаруватих утворень зміщуються, а рефлекси гідрослюди залишаються на місці, а в другому рефлекси змішаношаруватих утворень стягуються до 1,0 нм).

Монтморилоніт. Основним діагностичним рефлексом для монтморилонітів є 001, решта базальних рефлексів виражена слабше. Положення рефлексу 001 у монтморилоніту не постійне, воно суттєво залежить від типу обмінних катіонів, кількості і фігурації міжшарової води. Міжплощинна відстань першого базального рефлексу (d_{001}) монтморилоніту, який містить серед обмінних катіонів натрій, з яким пов'язаний один молекулярний шар міжшарової води, складає 12,4 нм, у випадку кальцію d_{001}=1,54 нм, а магнію – 14,3 нм.

Важливішим діагностичним способом для визначення монтморилонітів є насичення взірців етиленгліколем або гліцери-ном, які викликають зміщення рефлексу 001 до 1,69 або до 1,78 нм. Рефлекси хлориту при цьому залишаються на місці. При прогріванні взірця до 500–600°С протягом 1 год рефлекси

хлориту залиша-ються на місці, а набухлих мінералів через втрату міжшарової води стискаються по осі с до 1,0 нм.

Змішаношаруваті утворення ряду гідрослюдамонтмо-рилоніт характеризуються різним ступенем упорядко-ваності – чергування гідрослюдистих і монтморилонітових шарів. В повітряно-сухому стані на рентгенограмах упорядковані фази дають базальні відбиття першого порядку в області 2,20–2,40 нм, які зміщаються при насиченні етиленгліколем до 2,70–2,80 нм. Змішаношаруваті фази ряду хлоритмонтморилоніт характеризу-ються першим базальним рефлексом 2,60–2,80 нм, а при насиченні етиленгліколем зміщуються в область 3,10–3,20 нм. При наявності тільки домішки змішаношаруватих мінералів неупорядкованого типу спостеріга-ються рефлекси в області >1,0–1,2 нм, які дещо зміщаються при насиченні етиленгліколем в область малих кутів.

Хлорити. Серед хлоритів виділяють дві основні підгрупи: ортохлорити, переважно магнезіальні різновиди з найбільшим вмістом заліза в октаедрах, і лептохлорити – залізисті різновиди з підвищеним вмістом заліза, який знаходиться як в двох-, так і трьохвалентній формі. Хлорит на рентгенограмах легко визнача-ється за базальними рефлексами 001, 002, 003, 004, 005 (1,40–1,43; 0,70–0,71; 0,470–0,472; 0,350–0,351; 0,282–0,285 нм). При обробці хлориту соляною кислотою він порівняно швидко розчиняється. Нагрівання хлориту протягом 1 год при 400°С помітно змінює дифракційну картину: рефлекс 001 стає більш інтенсивним і його значення зменшується на 0,001–0,002 нм, інтенсивність решти рефлексів різко знижується. При 550–600°С на дифрактограмах хлориту залишається інтенсивним тільки рефлекс 001 з міжплощин-ною відстанню 1,38–1,40 нм.

2.8. Електронна мікроскопія

Вивчення глинистих мінералів в електронному мікроскопі є серед переліку обов’язкових для їх діагностики при детальних літологічних дослідженнях. Електронні мікроскопи дозволяють вивчати глинисті частинки зі здатністю, яка недоступна світловій мікроскопії. Сьогодні для дослідження глинистих мінералів використовують мікроскопи просвітлюючого і растрового типу.

Електронні мікроскопи просвітлюючого типу використовують замість світлового променя потік електронів. Створений за допомогою електронної пушки пучок електронів проходить крізь об'єкт, якби просвітлюючи його. Найкраща розв'язуюча здатність сучасних електронних мікроскопів просвітлюючого типу складає (3÷4).10–10 нм, збільшення досягає 250000х. У світовій практиці відомими є прилади просвітлюючого типу: ЕМВ-100К, ЕМВ-100Л, ЕМВ-100БР.

Для дослідження в просвітлюючому електронному мікроскопі препарат готують методом суспензій і порошків, а також методом реплік і ультратонких зрізів (Грицаєнко, 1961; Рекшинська, 1966). Найастіше використовуються методи суспензії і реплік.

Метод суспензії і порошків. В практиці електронно-мікроскопічного дослідження глинистих мінералів ці методи широко застосовуються для спостереження за морфологічними особливостями глинистих частинок. Підготовка взірців для перегляду в просвітлюючих електронних мікроскопах здійснюється способами вологого або сухого препарування. При використання методу вологого препарування необхідною операцією є приготування стійкої суспензії. Для цього наважку глинистої породи (декілька долів граму) поміщують в пробірку з дистильованою водою. Для одержання стійкої суспензії і запобігання коагуляції у воду додають 1–2 краплі розчину аміаку. Суспензія глинистих мінералів відстоюється добу. Для приготування препарату мікропіпеткою береться крапля суспензії з глибини 7 см з частинками <1 мкм. Суспензія наноситься на сітку з пліткою-підкладкою, приготовленою з різних органічних (колоїди) або неорганічних матеріалів. Плівки-підкладки повинні бути механічно міцними, термостійкими, однорідними, безструктурними і «прозорими» для електронів. Приготування колоїдних плівок, які найчастіше використовуються, полягає в нанесенні 1–2%-го розчину колодію в амілацетаті на поверхню дистильованої води в чашці Петрі. Крапля суспензії, нанесена на сіточку з плівкою-підкладкою, висушується. Добре приготовлений препарат повинен містити достатню кількість рівномірно розподілених частинок з невеликими між ними просвітами і без їх взаємного накладання.

Відповідно до методики сухого препарування (метод порошків) досліджувана речовина наноситься на плівку-підкладку у сухому вигляді без попереднього суспендування шляхом насипання порошку на підкладку або опускання сітки з підкладкою в порошок.

Метод суспензій і порошків успішно використовується для вивчення глинистих мінералів. За його допомогою можна одержати морфологічні характеристики глинистих мінералів, визначати розміри, товщину, ступінь окристалізованості і збереженості частинок, оцінювати їх кількісні співвідношення і проводити точну або орієнтовну діагностику.

Метод реплік і ультратонких зрізів. Окрім підготовки препаратів, що просвітлюються, при дослідженні глинистих мінералів вживають метод реплік і мікротомірування. Для одержання реплік використовують свіжий скол зі взірця, поверхню якого ретельно очищують пензликом від пилуватих частинок. Очищений скол укріплюють горизонтально за допомогою пластиліну і встановлюють для напилування у вакуумну установку. На поверхню досліджуваного взірця наноситься тонкий шар речовини (пластиковий матеріал, вуглець, метали та ін.), який потім відокремлюють хімічним або механічним шляхом від взірця і вивчають репліку у полі зору електронного мікроскопу.

Залучення методу реплік до вивчення взірців глинистих мінералів дає дослідникам великий обсяг різноманітної інформації. Цей метод дозволяє побачити тонкі особливості морфології окремих мінеральних частинок і мікрорельєфу їх поверхні. Репліки дозволяють вияснити розташування окремих мінералів в асоціації глинистих мінералів (розсіяно або групами, безладно або орієнтовано) в природному заляганні.

В просвітлюючому електронному мікроскопі можливо також вивчати ультратонкі зрізи порід або мінералів товщиною в декілька тисяч нанометрів. Одержують ультратонкі зрізи за допомогою приладів – ультрамікротомів. Ультратонкі зрізи дозволяють вивчати мікробудову порід, включаючи поровий простір (рис. 20).

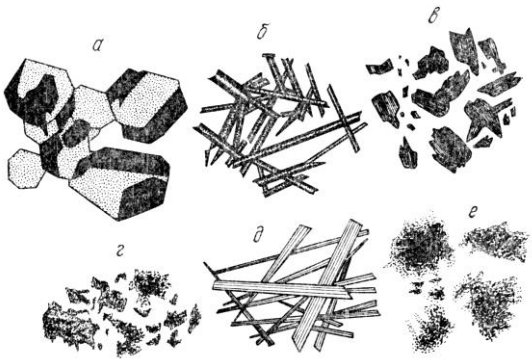


Рис. 20 Електромікроскопія глинистих мінералів. Глинисті луски під електронним мікроскопом. а – каолініт; б – трубочки галуазиту; в – лускоподібні виділення гідромусковіту (іліту); г – луски глауконіту; д – стрічкоподібні луски палегорскіту; е – луски монтморилоніту з дифузно розмитими краями. х 9000 (а – в) і 12000 (г – е).

Растрові, або скануючі, електронні мікроскопи (РЕМ) служать, так само як і мікроскопи просвітлюючого типу, для безпосереднього дослідження об'єктів. Зображення в них створю-ється за допомогою тонкого електронного променю (електронного зонду), який переміщається по поверхні взірця і вибиває з нього вторинні електрони. Найкраще розв'язання РЕМ нині досягає (5÷7).10–8 нм. Застосовані в РЕМ приставки дозволяють здійсню-вати нахил взірців, обертання, стиснення, розтягнення, нагрівання і охолодження (рис. 21).

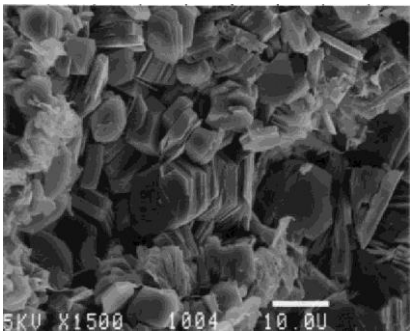


Рис. 21. Кристали каолініту під растровим електронним мікроскопом. х ~ 10000.

Для перегляду взірців за допомогою РЕМ з досліджених об'єктів одержують свіжі сколи. Розмір взірців має діаметр 10–40 ф висоту до 20 мм. Вологі взірці глин попередньо сушаться методом вакуумної морозної сушки. Щільні породи попередньо шліфуються, потім протравлюються в парах кислот. На поверхню взірця наноситься тонка плівка металу. Метал напиляється у вакуумній установці, товщина плівки металу 5.10–8 – 2.10–3 нм. Можливе також використання шліфів, які виготовлюються за звичайною методикою (але без покривного скла) і напилені металом.

Растрові електронні мікроскопи дозволяють одержувати додаткові дані про особливості глинистих порід. Вони дають можливість спостерігати поверхню масивних взірців, взаємне розташування мінералів і структуру порового простору, форму, розмір і взаємовідношення пор в глинистій породі. Велике значення має застосування РЕМ для вивчення мікро текстурних особливостей глинистих порід.

Найбільше значення у діагностиці глинистих мінералів при електронномікроскопічному дослідженні має форма, чіткість контурів, розмір і прозорість. В більшості випадків у глинистих мінералів ці ознаки суттєво різняться, що дозволяє проводити їх ідентифікацію. Так, для мінералів групи каолініту більш характерна псевдогексагональна форма частинок з чіткими контурами, частинки зазвичай виглядають темними, контури їх різкі, розміри нерідко досить значні. Дослідниками виділяються три морфологічні різновиди каолінітів: 1) добре розвинуті, переважно ізометричні, частково видовжені псевдогексагональні; 2) кристали з однією або декількома розвинутими гранями; 3) лускуваті кристали переважно ізометричної форми, які потовщуються у напрямку до країв з різкими обрисами частинок. Утворення перших пов'язується з кристалізацією алюмокремнієвих гелів в сприятливих умовах, виникнення других – зі швидкістю кристалізації гелів при частковому розчиненні на матеріалі утворених кристалів, така ж сама форма може виникати при переносі у водному середовищі. В останньому випадку відбувається не тільки механічне руйнування, але і часткове розчинення і заміщення іншими глинистими мінералами (появляються розмиті обриси і роз'їдання

поверхонь частинок каолініту). Нарешті, треті виникають за умов звітрювання слюдистих мінералів, польових шпатів через слюдисту стадію (дрібнолускуватий каолініт).

Дікит подібний з каолінітом, але нерідко має великі розміри, меншу прозорість і більш чіткі обриси. Галуазити частіше відрізняються трубчастою формою частинок.

Монтморилонітам властиві розпливчасті (пластівцевидні або хмарні) контури і непостійна товщина агрегатів. Дисперсність частинок сильно залежить від складу міжшарових катіонів. При надлишку в складі обмінних катіонів Ca і Mg, частинки зібрані в великі більш компактні агрегати, мають значну товщину і порівняно чіткі контури. Монтморилоніти попельного походження тонкодисперсні і нерідко містять крупні слабопрозорі частинки – уламки вулканічного скла. Нонтроніт має частинки скалковидної видовжено-пластинчастої рідше волокнистої форми. Паралельні сторони чіткі, кінці розмиті. Сапоніт складається з розбухлих півпрозорих нитковидних волокон з розпливчастими обрисами, які утворюють безструктурну повстяноподібну масу з непрозорими агрегатами волокон веретеноподібної форми.

Діагностичними морфологічними особливостями гідрослюд є: пластинчаста форма частинок, ізометричний або видовжений обрис з чіткими лініями обмеження, незначна товщина, наявність східчастих сколів. Контури частинок гідрослюд можуть бути кутастими і згладженими. Серед них виділяють декілька морфологічних різновидів.

Ізометрично-пластинчасті (частіше всього модифікації 2M1) з округленими контурами, прозорі в тонких частинках, неоднакової товщини і щільності.

Видовжено-пластинчасті форми гідрослюд (найчастіше модифікації 1M) і скалковидні різновиди. Вони мають невелику щільність і товщину, рідко прозорі, іноді мають обламані краї, нерідко розщеплені по спайності. Часто виникають за рахунок епігенетичної гідрослюдизації в уламкових породах.

Гідрослюди ізометричної форми з нечіткими опливними ізрізаними контурами, іноді пластівцевидними, з різною щільністю і товщиною.

Палигорськіт і сепіоліт характеризуються плосково-

локнистою сильно видовженою формою лусок. У першого ширина і товщина однакові по всьому простяганні, у другого вони часто змінюються, що надає йому веретено видну форму.

2.9. Електронографія

Електронографічний аналіз досить ефективно вирішує багато задач при дослідженні властивостей і особливостей будови глинистих мінералів. В сукупності з рентгенівським аналізом він дає можливість отримати повні відомості про мінеральний склад глинистої фракції.

Електронографічним методом об’єкт досліджується в умовах високого вакууму. Одержані електронограми містять багатий набір загальних рефлексів hkl, розподілених в двох вимірах.

Електронографічний метод дає можливість швидко визначити параметри елементарних комірок у глинистих мінералів і допомагає виділяти різновидність глинистих мінералів з різним ступенем досконалості структури.

За електронограмами досить чітко визначається ступінь досконалості структур каолінітових, слюдистих, хлоритових та інших мінералів.

Теоретичні основи електронографії, опис апаратури, методика робіт, способи приготування препаратів, одержання і інтерпретація електронограм наведені в працях Б. К. Вайнштейна (1956), М. Ф. Вікулової (1952) і Б. Б.Звягіна (1964).

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. *Павлов Г. Г.* Основи літології / Г. Г. Павлов, А. П. Гожик – ХНУ імені В. Каразіна, 2009. – 140 с.
2. *Павлова О. О.* Базові терміни та поняття в літології / О. О. Павлова, Г. Г. Павлов – КНУ імені Тараса Шевченка, 2018. – 37 с., (Режим доступу – http://www.geol.univ.kiev.ua/lib/Dovidkoviy_posibnik_Pavlova.pdf.
3. *Побережська І. В.* Літологічні методи дослідження. Частина 1 (уламкові породи): навчально-методичний посібник до лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / І. В. Побережська, О. В. Костюк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – 64 с.
4. *Степанов В. Б.* Методи вивчення осадових порід: методичні рекомендації до лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / В. Б. Степанов, І. В. Побережська, О. В. Костюк, І. Г. Гнатів. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2014. – 64 с.
5. *Хмелівський В. О.* Петрографія осадових порід. Таблиці та рисунки до лабораторних робіт / В. О. Хмелівський, І. В. Побережська, О. В. Костюк, І. Г. Гнатів. – Львів. : ЛНУ, 2006. – 106 с.
6. *Хмелевський В. О.* Літологія. Літогенез. Осадові породи : навч. посібник / В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2015. – 536 с.
7. *Хмелевський В. О.* Літологія. Седиментогенез : навчальний посібник / В. О. Хмелевський, О. В. Хмелевська. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2016. – 220 с
8. *Bergaya F.*, Developments in Clay Science / F. Bergaya, B.K.G. Theng and G. Lagaly // Developments in Clay Science, Vol. 1. – P. 1–18.
9. *Faiza F.* Handbook of Glay Science / F. Faiza, B. Theng, G. Gerhard – Netherland : Region centre, 2006. – 1248 p.