МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

ЛІТОЛОГІЧНІ МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ
ЧАСТИНА 1 (УЛАМКОВІ ПОРОДИ)

Навчально-методичний посібник до лабораторних занять
і самостійної роботи студентів напряму підготовки
6.04.01.03 – геологія

ЛЬВІВ – 2017

Літологічні методи досліджень. Частина 1 (Уламкові породи): навчально-методичний посібник до лабораторних занять і самостійної роботи студентів напряму підготовки 6.04.01.03 – геологія / Укл.: І. В. Побережська, О. В. Костюк. – Львів: Львівський національний університет імені Івана Франка, 2017. – 96 с.

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

Рецензент: кандидат геологічних наук, доцент Л.В. Генералова

Відповідальний за випуск:
доктор геолого-мінералогічних наук *В.М. Гулій*

Редактор: *Лариса Сідлович*

Відповідальний за друк: *Олена Старунько*

Затверджено
на засіданні Вченої ради
геологічного факультету
(протокол № 38/3 від 22.03.2017 р.)

ВСТУП

Це навчальне видання підготоване для покращення сприйняття студентами матеріалу у визначенні колекцій зразків уламкових гірських порід та їх шліфів з курсу «Літологія», і загалом розглядає актуальні проблеми петрографії осадових порід.

Уламкові гірські породи – осадові породи кварц-силікатного складу з уламковою структурою (за винятком тонкодисперсних глинистих порід), що містять понад 50 % частинок гірських порід і мінералів уламкової форми розміром від 10 мм до 0,005 мм, що виникли переважно внаслідок механічного руйнування магматичних, метаморфічних і осадових порід. Впродовж історії формування уламкових порід створюються сприятливі умови для виникнення в них двох генетично різних компонентів: 1) уламкових, або алотигенних мінералів, які стають основою (каркасом) уламкових порід, 2) аутигенних мінералів, які містяться в міжзерновому просторі (інтерстиціях) уламкових порід і є представлені цементом або окремими мінеральними новоутвореннями.

1. КЛАСИФІКАЦІЇ УЛАМКОВИХ ОСАДОВИХ ПОРІД

У вивченні уламкових порід важливе значення має гранулометричний склад, який характеризує фізичні властивості складових компонентів (зерен мінералів, палеофауністичних решток тощо), а відтак приймається за основу класифікації цих порід. Дослідження гранулометричного складу породи проводиться шляхом розділення зерен мінералів на класи (фракції) за розміром і підрахунку їх процентного вмісту у складі кожної фракції (табл. 1).

У класифікаціях уламкових порід є дві системи розподілу частинок за крупністю. Одна з них, яка прийнята в десятинних класифікаціях, полягає у виділенні серед уламкових порід підрозділів, кінцеві розміри уламків яких у 10 разів перевищують один одного, де за основу найчастіше вибирають числа 1, 2 або 5 (останнє в західноєвропейських класифікаціях). У цій класифікації, «верхньою» межею грубоуламкових (псефітових) порід є значення, що становить понад 1 мм, а відтак піщаних (псамітових) - 1,0-0,1 мм, та алевритових - 0,1-0,01 мм.

У літології, інженерній геології, ґрунтознавстві та інших науках набула поширення інша класифікація, у якій виділяють такі породи з діаметром частинок, мм: грубоуламкові (псефітові) - понад 1 мм, а піщані (псамітові) - від 1-2 до 0,05 мм, і алевритові - від 0,05

до 0,005 мм. Прийняті межі насправді відображають зміни фізичних і хімічних властивостей мінералів, що й відображено у розподілі фракцій від одного розміру частинок до іншого. Відтак, за розміром уламків осадові породи поділяються на:

грубоуламкові (псефітові) - діаметр понад 2 мм.

піщані (псамітові) – діаметр 2 – 0,05 мм.

пилуваті (алевритові) – діаметр 0,05-0,005 мм.

глинисті (пелітові) – діаметр менше як 0,005 мм.

У кожній структурній групі уламкові породи поділяють на пухкі і зцементовані (табл. 2). У грубоуламкових породах враховується також форма уламків (про грубоуламкові породи йтиметься в окремому розділі).

Таблиця 1

Структури уламкових порід за гранулометричним складом за В. Т. Фроловим, 1964

Розмірність, мм	Структури
I. Яснозернисті, або повномірні (фанеромірні) - понад 0,05	
1	2
1. Понад 10	Грубомірні: грубоуламкові (псефітові), грубо скелетні
Понад 1000	Брилові
1000 - 100	Валунні
100 - 10	Щебеневі, брекчієві, галькові, конгломератові
100 - 50	Крупні
50 - 25	Середні-
25 – 10	Дрібні
2. 10 – 2	Крупномірні: крупноуламково-жорств'яні; крупноскелетні, гігантокристалічні та ін.
10 – 5	Крупні
5 – 2	Дрібні
3. 2,0 – 0,05	Дрібномірні: піщані (псамітові), зернисті, Дрібноскелетні та ін.
2 – 1	Грубі
1,0 – 0,5	Крупні
0,5 – 0,25	Середні
0,25 – 0,1	Дрібні
0,1 – 0,05	Тонко (грубо) лускувата
II. Незернисті візуально, або криптомірні (пелітоморфні, афанітові)	
1. 0,05 – 0,001	Мікромірні: мікроуламкові (алевритові), мікрозернисті, лускуваті
а) 0,05 – 0,001(0,005)	Алевритові

0,05 - 0,01	Крупні
0,01 - 0,005	Середні
0,005 – 0,001	Дрібні або грубопелітові
Б) 0,001 - 0,0001	Субколоїдні
0,001 – 0,0005	Крупнопелітова, тонколускувата
0.0005 - 0.0001	Дрібнопелітова, ультратонколускувата
2. До 0.0001	Колоїдальні
3. Без зерна	Незернисті, безструктурні, аморфні

Таблиця 2

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

Діаметр, см	Породи			
	пухкі		зцементовані	
	обкатані	кутуваті	обкатані	кутуваті
1	2	3	4	5
>20	Валуни	Брили	Конгломерат валунний	Брекчія брилова
20 – 10	Галька крупна	Щебінь крупний	Конгломерат крупногальковий	Брекчія крупна
10 – 5	Галька середня	Щебінь середній	Конгломерат середньогальковий	Брекчія середня
5 – 1	Галька дрібна	Щебінь дрібний	Конгломерат дрібногальковий	Брекчія дрібна
1,0 – 0,5	Гравій крупний	Жорства крупна	Гравеліт крупнозернистий	Жорств'яник крупнозернистий
0,5 – 0,2	Гравій дрібний	Жорства дрібна	Гравеліт дрібнозернистий	Жорств'яник дрібнозернистий
Середньо-дрібноуламкові (піщані та алевритові)				
2 – 1	Пісок грубозернистий		Пісковик грубозернистий	
1 – 0,5	Пісок крупнозернистий		Пісковик крупнозернистий	
0,5 – 0,25	Пісок середньозернистий		Пісковик середньозернистий	
0,25 – 0,1	Пісок дрібнозернистий		Пісковик дрібнозернистий	
0,1 - 0,05	Алеврит крупнозернистий		Алевроліт крупнозернистий	
0,05 – 0,01	Алеврит дрібнозернистий		Алевроліт дрібнозернистий	
<0,01	Глина (пеліт)		Аргіліт	

2. МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ УЛАМКОВИХ ПОРІД

У вивченні осадових уламкових порід, окрім традиційного

описового, широко застосовуються спеціальні методи: гранулометричний, хімічний, спектральний, рентгеноструктурний, термічний аналізи, електронна мікроскопія, люмінесцентний аналіз тощо. (табл. 3). Вивчення уламкових порід завжди починається з макроскопічного опису, а згодом продовжується під мікроскопом. Під час візуального вивчення порід в польових умовах переважно використовують наведеною нижче схемою (табл. 4).

Таблиця 3

Методи вивчення уламкових порід, за В. Т. Фроловим, 1964

1	Макроскопічне вивчення.
2.	Вивчення у шліфі.
3.	Механічний аналіз уламкових компонентів.
4.	Вивчення під бінокуляром.
5.	Методи сепарації за густиною, магнітністю та іншими властивостями.
6.	Імерсійний метод (вивчення в імерсійних препаратах).
7.	Фарбування.
8.	Термічний аналіз.
9.	Хімічний аналіз.
10.	Електронний мікроскопія.
11.	Рентгеноструктурний аналіз.
12.	Вивчення фізичних та фізико-механічних властивостей, інші спеціальні методи.

Макроскопічний опис

Під час проведення польових літологічних досліджень необхідно оперувати чіткими аргументами щодо номенклатури і класифікації порід, та дотримуватись загальноприйнятого порядку опису зразків уламкових гірських порід. Починають опис передусім з назви породи, а потім визначають її основні діагностичні ознаки. Зазначимо деякі головні властивості уламкової гірської породи.

Таблиця 4

Схема макроскопічного опису породи, за В. Т. Фроловим, 1964

1. Назва породи.
2. Колір породи.
3. Структура, тобто крупність зерна, рівномірність зернистості, форма зерен.
4. Текстура.
5. Склад породи; для уламкових окремо - склад уламків і цементу.
6. Міцність породи.
7. Поруватість.
8. Включення.
9. Вторинні зміни.
10. Інші ознаки.

1. Склад. Тут йдеться про склад уламкової частини породи, наприклад, пісковик кварцовий або пісок польовошпатовий. Для зцементованих порід визначають мінеральний склад і кількість цементу, а також структурний тип цементації. В польових умовах ці характеристики гірської породи визначаються приблизно, а відтак існує необхідність проведення подальшої деталізації під час лабораторних досліджень.

2. Колір. Забарвлення породи залежить від мінерального складу. Зокрема, колір часом обумовлений забарвленням уламкових частинок (піски кварцові – білого кольору, польовошпатові – рожеві, гранатові – червоні, магнетитові – чорні). Опріч того, колір породи деколи пов'язаний з вмістом мінеральних домішок. Наприклад, червоне, бурувато-червоне, коричневе, жовті забарвлення обумовлені вмістом в породах гідратів окису заліза (лімоніту, гетиту, гідрогетиту тощо), тоді як зелене забарвлення пов'язане з наявністю мінералів, в яких є закисні форми сполучень заліза (глауконіту, шамозиту, епідоту, хлориту). А втім, інтенсивність сірих і чорних кольорів найчастіше залежить від вмісту в породі органічних речовин, сульфідів (пірит, марказит), гідротроіліту та різних сполук окислів мангану. Генетична історія розвитку забарвлення порід є досить складною: забарвлення часом буває успадкованим, (коли порода успадковує колір мінералів материнської породи), седиментаційним і діагенетичним, (або епігенетичним), в разі якщо колір пов'язаний з мінеральними новоутвореннями, які виникають під час різних етапів формування породи. Первинне, або успадковане, забарвлення найчастіше узгоджується з седиментаційною шаруватістю,

натомість вторинне - часто має плямистий характер, перетинає шари різного петрографічного складу тощо.

3. Структура. Оцінка структури включає характеристику розмірів та форми зерен. Для великих фрагментів (валунів, брил, гальок) важливо надавати докладну оцінку форми і розмірів ще за польових умов. Для дрібноуламкових порід таке визначення є досить приблизним і нерідко обмежується оцінкою ступеню однорідності породи.

4. Текстура породи. Під час вивчення уламкових порід зосереджують увагу на пластових текстурах як верхньої частини пласту (ознаки брижів, тріщини усихання, гліптоморфози, відбитки крапель дощу), так і поготів нижньої її частини (різні гієрогліфи). Опріч того, визначають внутрішньопластові типи шаруватостей, їх місцеположення в пластах і шарах порід, послідовність зміни текстур, чіткість та витриманість за простяганням шару, а також причини, які провокують до текстурних змін.

5. Фізичні властивості. До них відносять міцність, пористість, щільність тощо.

6. Неорганічні включення. Ці ознаки представлені наявністю конкрецій, їхнім мінеральним складом, розміром, і характером розподілу у породі.

7. Органічні рештки. Необхідно описати мінеральний склад, збереженість і умови захоронення органічних включень.

8. Вторинні зміни породи. До цих змін відносять скременіння, доломітизація, озалізнення, наявність кілець Лізеганга – явища, викликаного нерівномірним забарвленням порід окислами заліза і мангану що призводить до виникнення „псевдо шаруватості” або нерідко рядів концентрично розташованих кілець.

9. Сланцюватість і тріщинуватість. Відзначається за розвитком в породі сланцюватості і тріщинуватості (тріщини окремості та тектонічні), оцінюють їх взаємовідношення зі шаруватістю.

Макроскопічне дослідження уламкових порід дозволяє встановити лише найзагальніші риси складу, структури і текстури порід, а відтак існує необхідність детальнішого проведення їх вивчення у шліфах; схема опису уламкової породи у шліфі наведена у табл. 5.

Таблиця 5

Схема опису уламкової породи у шліфі, за В. Т. Фроловим, 1964

1. Назва породи	
2. Структура	а) розмір зерен (максимальний і мінімальний); б) розмір фракції, що переважає; в) сортування зерен; г) форма зерен; д) співвідношення форми і розміру зерен.
3.Текстура	
4. Мінералого-петрографічний склад уламкової частини:	а) головні, породотворні елементи; б) другорядні, акцесорні компоненти.
5. Цемент:	а) тип і кількість цементу; б) склад і структура; в) поруватість.
6.Включення:	а) мінеральні; б) органічні (або органогенні).
7. Вторинні зміни.	
8.Інші ознаки.	

3. СТРУКТУРИ ТА ТЕКСТУРИ УЛАМКОВИХ ПОРІД

Текстури і структури належать, мабуть, до переліку найважливіших діагностичних ознак осадових порід. Саме за цими характеристиками породи можна реконструювати генетичну історію умов і процесів накопичення осадків, особливостей формування порід та створити модель їх подальшого перетворення. Тому, вивчення структурно-текстурних особливостей осадових порід має велике значення для пошуків і розвідки корисних копалин осадового генезису.

Підчас лабораторних занять студенти визначають гірські породи за структурами і текстурами з колекції кам’яного матеріалу та добірки шліфів, а згодом отримують контрольні зразки для самостійного проведення текстурного аналізу, а крім того, шліфи - для визначення мікроструктур.

Будова уламкових порід представлена двома групами структурних компонентів, кожна з яких має власну генетичну історію їхнього виникнення та розвитку. До першої групи входить сукупність уламкових зерен породи. Розмір уламків, їхня форма, взаємне розташування, мінеральний склад та внутрішня будова визначають найменування структури і назву уламкової породи. До другої групи належить цементуюча частина породи, яка служить доповненням

для першої та відіграє важливу роль для оцінки стану міцності породи, визначення літогенетичних ознак тощо.

Отже, під час вивчення структур уламкових порід, необхідно детально аналізувати розміри, ступінь окатаності уламкового матеріалу; конфігурацію, обриси і взаємне розташування уламків і цементу, а також зважати на особливості будови цементуючого матеріалу.

Розмір уламків залежить від інтенсивності процесів руйнування, тривалості і способів транспортування уламкового матеріалу до місця перевідкладання. Залежно від розмірів уламкового матеріалу виділяють наступні структури: псефітова, гравелітова, псамітова, алевритова та пелітоморфна.

Під час проведення детального опису шліфа звертають увагу на наступні питання в такій послідовності.

1. Надається кількісна оцінка матеріалу різного генезису (уламкових зерен і цементу). Вона проводиться як візуально так і за допомогою трафаретів (рис. 1). Задля точнішого визначення, роблять підрахунок за допомогою окулярної сітки.

Далі охарактеризовують розмір і ступінь сортування улакового матеріалу. Оцінюється максимальний і мінімальний розміри переважаючої фракції[1], її процентний вміст, зазначається також наявність і оцінюється процентний вміст інших гранулометричних класів. У цьому разі приймають вміст уламкового матеріалу за 100%. Слід зазначити, що якщо уламкові частинки містяться у певному гранулометричному класі, (становлячи понад 90% від уламкової частини породи)[2], то порода належить до добре сортованої, а відтак до назви породи долучають й назву цього класу породи. Наприклад, пісковик добре сортований, крупнозернистий (якщо понад 90% уламкових частинок містяться у полі класу 1-0,5 мм). Якщо більш як 90% частинок знаходяться в двох гранулометричних класах, то порода визначається як середньосортована і називається відповідно до назви цих класів (наприклад, середньосортований дрібно-середньозернистий пісок). У цьому разі на перше місце ставиться назва того класу, вміст якого менший. Якщо 90% частинок зосереджено більше як у двох класах,

---

[1] Оцінку фракцій проводять в об’ємі і в межах звичайних стандартних гранулометричних фракцій, мм: 1-0,5; 0,5-0,25; 0,25-0,1 і 0,1-0,05 (див табл. 2).

[2] Це число деколи можна понизити до 65-70%. (за Н. В. Логвиненко, Е. І. Сергеєва 1986)

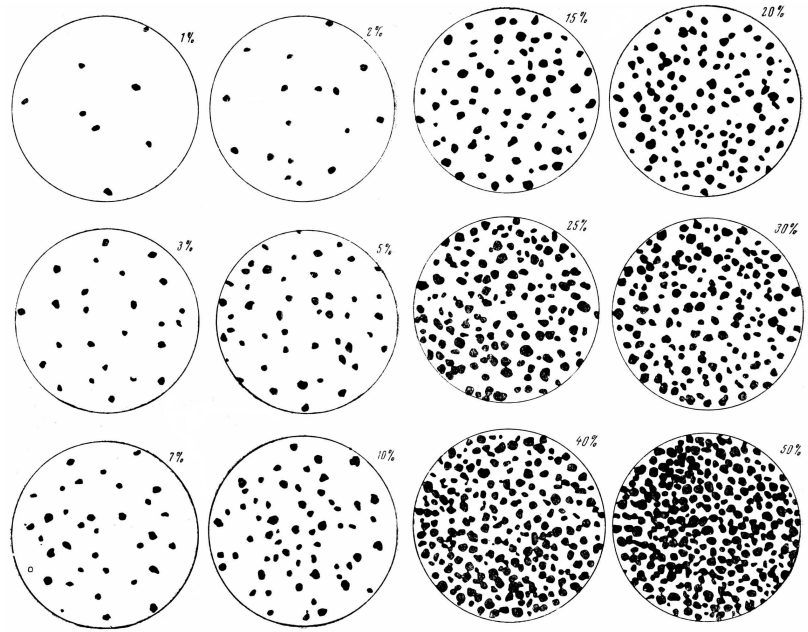


Рис. 1. Допоміжні таблиці – трафарети М. С. Швецова (1957) для визначення процентного вмісту складових компонентів порід.

то порода відноситься до поганосортованої, або різносортованої, і тут подібно називають породу за переваючим класом.

Класифікація за вмістом алевритового матеріалу: понад 25% алевритового матеріалу – пісковик алевритовий; від 10 до 25% алевритового матеріалу – пісковик алевритистий; менше як 10% алевритового матеріалу – пісковик з алевритовим матеріалом аболише у описі наголошується про домішку алевритового матеріалу. Приклади опису структур наведено у додатку А.

Визначення розмірів зерен проводять в наступному порядку. Зерно, яке вимірюється, розміщують в полі зору так, щоб перша поділка шкали лінійки лінійного окуляр-мікрометру співпадала з краєм зерна. Рахують яка кількість поділок шкали поміщається в поперечному перерізі зерна. Згодом вираховують розмір зерна, перемножуючи одержане число поділок на ціну поділки окуляр-мікрометру за певного об'єктиву. Ціна поділок окуляр-мікрометру різних об'єктивів мікроскопу подана в табл. 6.

Таблиця 6

Ціна поділок окуляр-мікрометру мікроскопів

Мікроскоп МП-2		Мікроскоп МІН-8	
Об'єктив	Ціна поділки, мм	Об'єктив	Ціна поділки, мм
8^x	0,02	$3,5^x$	0,048
20^x	0,08	9^x	0,018
40^x	0,04	20^x	0,008
60^x	0,0029	60^x	0,003

У шліфі структура може бути вивчена більш докладно, особливо у пісковиках та алевролітах, тобто може бути зроблений гранулометричний аналіз шляхом систематичного заміру перерізів 300-500 зерен. Вимірювання проводять за допомогою окуляру з лінійкою. На шліфах, зазвичай, на одному виготовленого перпендикулярно шаруватості, або, деколи, на декількох шліфах, з різно орієнтованих до неї, - проводять лінії, уздовж яких здійснюють заміри. Зерна, які заміряли, розподіляють за фракціями. Через те, що у шліфах ми маємо справу зі зрізами зерен, які проходять не завжди через їхній центр, вміст дрібних фракцій буде підвищуватися, а крупних – занижуватися у порівнянні з даними безпосереднього гранулометричного аналізу (наприклад, ситового) або заміру зерен пухких порід. Проблема щодо методів обчислення співвідношень зерен ще не вирішена, хоч багатьма дослідниками

вже запропоновані різні поправочні коефіцієнти, які використовуються у розрахунках (Рухін, 1961). Наприклад, А. М. Журавський встановив, що середній розмір піщаних зерен у шліфах приблизно на 25% є меншим від дійсного. Отже, для досягнення точності у замірах зерен необхідно одержаний у шліфах розмір помножити на ***1,25***. Крумбейн для визначення дійсного середнього діаметру зерен пропонує множити середній діаметр зерен, приблизно на такий самий коефіцієнт – на *1,27*, (1)

$$\text{тобто } Md = Md_{\text{видиме}} \times 1{,}27. \qquad (1)$$

Під час виготовлення шліфа зерна перерізаються не строго по центру, а відтак виникає похибка у замірах розмірів крупних і дрібних піщаних зерен, про що наголошують дослідники В . Н. Шванов і М. Б. Марков. Тому, третю (велику) квартиль, середній діаметр і першу квартиль, які обчислені за даними заміру зерен у шліфах, вони пропонують множити відповідно на 1,12, 1,15 і 1,18 – на величини, наближені до названих вище. Форма уламкових частинок є різноманітною і обумовлена процесами транспортування та впливу середовища. Форма уламків свідчить про фільтраційно-ємнісні властивості породи, і у вивченні породи слід звертати увагу на обкатанність і сферичність частинок, а також на особливості конфігурації і обрису уламків. За ступенем обкатанності виділяють (рис. 2, табл. 7) добре обкатані, обкатані, напівобкатані, необкатані форми уламкових зерен. Форма обкатаності зерен набувається підчас транспортування. Вона визначається механічними властивостями уламків, відстанню транспортування, характером переміщення, середовищем перенесення і відкладення. Уламкові частинки можуть переноситися у стані зависі, перекочуванням, волочінням та іншими способами.

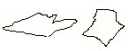
	Добре обкатані
	Обкатані;
	Напівобкатані
	Не обкатані, або кутуваті
	Гострокутні, або різкокутуваті

Рис. 2. Форми уламкових зерен за ступенем обкатаності, за В. Т. Фроловим, 1964.

Таблиця 7

Сортування уламків, за В. Т. Фроловим, 1964

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

Крім обкатаності необхідно відзначати ступінь сферичності зерен, тобто їхню ізометричність, видовженість чи щільність.

Текстура пісковиків та алевролітів у шліфах набагато частіше, ніж у взірцях, є безладною, про що й доводиться зазначати під час проведення опису породи. Однак, уважно вивчаючи шліф часто вдається виявити ознаки і причину шаруватості – паралельне орієнтування видовжених зерен, органічних решток, конкрецій, лінзочок цементу, тощо.

4. ГОЛОВНІ КОМПОНЕНТИ УЛАМКОВИХ ПОРІД

Після визначення структури, досліджують склад уламкової частини порід, який в шліфах можна вивчати досить детально. Уламковий матеріал за вмістом можна умовно поділити на три групи. Виділяються головні породотвірні компоненти (понад 10%), другорядні, які складають менше 10% від уламкової частини (1-10%) і акцесорні (< 1%).

Головними породотвірними компонентами, переважно, можуть бути: мінерали, уламки порід (літоїди), органічні рештки тощо.

За умовами походження мінерали поділяються на: уламкові (алотигенні) і аутигенні. Уламкові – кварц, польові шпати, слюди, глауконіт, уламки порід. Аутигенні мінерали формують цемент пісковиків, і за мінеральним складом цемент може бути глинистим, карбонатним, кременистим та залізистим. Багато пісковиків містить домішку органічної речовини, вуглицевистої або бітумінозної. Породотвірні мінерали представлені кварцом, польовими шпатами,

слюдами, глауконітом та іншими мінералами. Вторинні і акцесорні мінерали піщаних порід найчастіше представлені магнетитом, ільменітом, цирконом, рутилом, гранатом, турмаліном, апатитом, епідотом. Іноді трапляються піроксени, амфіболи, кіаніт, силіманіт, корунд.

Мінерали визначають за допомогою оптичних констант – показника заломлення відносно канадського бальзаму, який становить 1,540, двозаломлення, осності, загасання та видовження (табл. 8). Крім того, для головних мінералів (кварц та ін.) зазначають: а) форму та ступінь обкатаності; б) наявність включень (пилоподібних, газово-рідинних або мінеральних: апатиту, рутилу, турмаліну, слюд, циркону тощо); в) ступінь свіжості або звітрілості та характер продуктів звітрювання; г) інші індивідуальні особливості.

Таблиця 8

Визначення мінералів у шліфі

Показник заломлення	Ізотропні мінерали (подвійне промене-заломлення дорівнює 0)	Анізотропні мінерали (подвійне променезаломлення не дорівнює) 0,001-0,012 Інтерференційне забарвлення сіре, біле, жовтувате – 1 порядку			
		Одновісний		Двовісний	
		+[3]	-	+	-
n<1,500 Сильний від'єм-ний рельєф	Анальним, опал, сильвін, флюорит, галуни, вулканічне скло		Шабазит	Шабазит	Морденіт, шабазит
n=1,500÷1,540 Рельєфу немає або слабкий від'ємний	Алофан, галуазит, вулканічне скло			Халцедон -, кварцин ±, альбіт ±, гіпс-, олігоклаз до	Ортоклаз±, мікроклін±ломонтит

[3] +, ±, - знак зони.

				№ 15-17	
n=1,540÷1,580 Рельєфу немає або слабкий додатний	Галіт, галуазит, алофон, колофаніт, вулканічне скло	Кварц +	Нефелін	Андезин±, лабрадор-, олігоклаз №15-20	Олігоклаз± №17-30, каолініт+
n=1,580÷1,700 Сильний додатний рельєф	Колофаніт, вулканічне скло	Алуніт	Пенін+, апатит	Целестин+, *пенін-*, *клинохлор+*, енстатит+, бронзит+	*Рибекіт*[4]*-*, анортит-, *андалузит-*, *тюрингіт+*, *шамозит*
n>1,700 Дуже сильний додатний рельєф	*Шпінель, альман-дин, гросуляр, піроп, спесартин, уваро-віт, андрадит, піко-тит, лімоніт*		Корунд±	*Везувіан-, цоізит+, хлоритоїд-*	*Везувіан*
Показник заломлення	Ізотропні мінерали (подвійне промене-заломлення дорівнює 0)	Анізотропні мінерали (подвійне променезаломлення не дорівнює)			
n<1.500 Сильний від'ємний рельєф	Анальним, опал, сильвін, флюорит, галуни, вулканічне скло		Кальцит±		

[4] Плеохроїчні та ізотропні мінерали подані курсивом

n=1.500÷1.540 Рельєфу немає або слабкий від'ємний	Алофан, галуазит, вулканічне скло		Кальцит±, доломіт ±, магнезит±, анкерит ±		Арагоніт
n=1,540÷1,580 Рельєфу немає або слабкий додатний	Галіт, галуазит, алофан, колофаніт, вулканічне скло		Кальцит±, доломіт ±, магнезит±, анкерит ±		Арагоніт
n=1.580÷1.700 Сильний додатний рельєф	Колофаніт, вулканічне скло		Анкерит±, кальцит ±, доломіт±, магнезит+, *сидерит+*		Арагоніт
n>1.700 Дуже сильний додатний рельєф	*Шпінель, альмандин, гросуляр, піроп, спесартин, уваровіт, андрадит, пікотит, лімоніт*	*Рутил +,* ксенотим +, циркон+	Анатаз±, магнезит+, *сидерит±, гематит*	*Сфен-, брусит+*	*Гетит+*

1) ***До групи кремнезему*** відноситься опал, халцедон, кварцин, лютецит, аутигенний та алотигенний кварц. *Опал* - це аморфна речовина кременистого складу, безбарвна або прозора, з низьким показником заломлення, шагреневою поверхнею. *Халцедон*, кварцин, лютецит – це головно приховано кристалічні різновиди кварцу. Вони утворюють безбарвні голубуваті та жовтуваті волокнисті агрегати, розетки, сфероліти. Ці мінерали відрізняються між собою за деякими властивостями – у халцедону і кварцину – пряме загасання, у лютециту – косе, у халцедону від'ємне видовження. Опал та халцедон трапляються в уламкових породах, переважно в цементуючій масі. Найрозповсюдженим мінералом з групи кремнезему є *кварц*. Хоча кварц діагностується легко, все ж під час

його опису характеристика багатьох оптичних властивостей мимоволі пропускається, а відтак зазначається лише характер загасання (нормальний чи хвилястий), наявність включень, тріщинуватість та інші індивідуальні особливості; особливу увагу звертають на форму та ступінь окатанності зерен.

2) ***Група польвих шпатів.*** У шліфах розрізняють Na-K –йові польові шпати $KAlSi_3O_8$ (К-шпати), за показниками заломлення які належать до II групи і Na-Ca польові шпати альбіт ($NaAlSi_3O_8$) – 0-10% An, олігоклаз –10-30% An, андезин –30-50% An, лабрадор – 50-70% An, бітовніт – 70-90% An, анортит (CaAl2Si2O8)– 90-100% анортиту. (плагіоклази), за показниками заломлення віднесені до III-IV груп. Характеризуючи польові шпати враховують характер двійникування, вторинні зміни (пелітизація калійових польових шпатів, серицитизація кислих та сосюритизація середніх і основних плагіоклазів). За максимальним кутом симетричного загасання в розрізах ⊥010 або кутом загасання в розрізах ⊥100 пінакоїду та показника заломлення відносно канадського бальзаму визначають номер плагіоклазу.

3) ***Слюди.*** Слюди утворюють велику групу мінералів поширених у осадових породах. Всі вони належать до моноклінної сингонії. За хімічним складом вони поділяються на три ряди: 1) Mg-Fe-i; 2) K-Na-i; 3) Li-i. Найбільш поширеним мінералом є *біотит*, який належить до Mg-Fe–х слюд. Формула його $K(Mg, Fe)_3(AlSi_3O_{10})(OH, F)_2$. Біотит – темно-коричнева, коричнево-зелена та темно-зелена слюда. Кристалографічні форми у всіх слюд однакові. У шліфах вони утворюють або короткі пластинки, лусочки, паралельні до спайності, або шестигранні чи неправильної форми перетини, паралельні до грані 001, в яких не видно спайності. За показниками заломлення біотити відповідають переважно V групі, але в окремих випадках показник заломлення може підніматись до VI групи. Сила двозаломлення у біотиту 0,040–0,050. Біотит є проміжним членом ізоморфного ряду флогопіт-лепідомелан. *Флогопіт* вирізняється плеохроїзмом у світло-жовтих кольорах до безбарвних, а *лепідомелан* порівняно з біотитом має більш густі кольори плеохроїзму до чорних та дещо вищий показний заломлення. У шліфах постійно трапляються дрібні лусочки безбарвної слюди, яка особливо часто розвивається по плагіоклазах. Таку слюду називають *серицитом*, її вважають різновидом мусковіту. *Мусковіт* – $KAl_2[AlSi_3O_{10}](OH,F)_2$, безбарвна слюда, за показниками заломлення належить до IV – V групи. Мусковіт під час гідратації може переходити в гідрослюди, а у разі

подальшого вилуговування калію переходить у каолініт, гібсит із кварцем, антигорит або тальк з гібситом.

4) ***Глинисті мінерали*** – відносять до водних алюмосилікатів. *Каолініт* $Al_4\{Si_4O_{10}\}(OH)_8$ – безбарвний або жовтуватий, утворює лускуваті віялоподібні агрегати. У тонкозернистих агрегатах ізотропний. *Монтморилоніт* (K, Na), $(Mg, Fe)_2(OH)_2(SiAl)_4O_{10} \times nH_2O$ – утворює волокнисті агрегати, безбарвний, жовтуватий, характеризується низьким показником заломлення. *Гідрослюда* $(KH_3O)Al_2(OH)_2(SiAl)_4O_{10}\times nH_2O$ – утворює видовжено-пластинчасті форми зерен, безбарвна, інколи з жовтуватим, зеленкуватим та буруватим відтінком, показник заломлення вищий ніж у каолініту.

Глауконіт $K(Fe, Al, Mg)_2\times(OH)_2\ (AlSi_3O_{10})\times nH_2O$ – має яскраво-зелений колір і характеризується плеохроїзмом від зеленого до світло-жовтого. Глауконіт не є уламковим мінералом, оскільки він утворюється у басейні седиментації, хоч нерідко трапляється перемитим (перевідкладеним). Останнє, а також його структурні особливості (він разом з іншими уламковими мінералами утворює каркас породи, по відношенню до якого цемент є вторинним) дозволяє вивчати його у поєднанні з уламковими компонентами. Хоча діагностика глауконіту зазвичай не складна, завдяки його характерній округлій, нерідко нирковидній формі, зеленому кольору, агрегатній будові, все ж рекомендується проводити його детальний опис. Як неміцний і хімічно нестійкий мінерал він не витримує тривалого транспортування, ознаками якого є уламкова кутаста форма, часта окислювальність (бура гідроокисна облямівка або бурий колір всього зерна), а також однаковий розмір з іншими уламковими компонентами. А втім, свіжість мінералу, його складна ниркоподібна форма, інтенсивна радіальна тріщинуватість, завдяки якій зерно розпадається на слабко зв’язані один з іншими сектори, інший (частіше всього більший) розмір у порівнянні з уламковими компонентами свідчить про неперевідкладеність глауконіту. Різна інтенсивність (яскравість) зеленого кольору дозволяє подекуди судити про різну кількість заліза у мінералі (у темно-зелених відмінах його більше, ніж у майже безколірних (Л. І. Горбунова). Глауконітові зерна у схрещених ніколях переважно не гаснуть (або мають агрегатне загасання), адже вони є агрегатом дрібних (0,05-0,01 мм і дрібніше) кристаликів лускатої форми, вивчати які доводиться лише за великих збільшень мікроскопу (об’єктив 20^x або 40^x). У цьому разі виникають жовтуваті кольори інтерференції (перший порядок), які сильно маскуються власним зеленим забарвленням, і плеохроїзмом.

4) ***Група карбонатів*** найбільш розповсюджені серед уламкових порід. Найбільш часто серед них трапляються кальцит і доломіт, зрідка сидерит, родохрозит та магнезит. *Кальцит* – $CaCO_3$ – утворює неправильні зерна, прожилки, у шліфах безбарвний або білий, часом з відтінками за рахунок механічних домішок. Характерною є перламутрове інтерференційне забарвлення вищого порядку. Кальцит випадає в осад з розчинів або ж є продуктом життєдіяльності організмів. *Доломіт* $CaMg(CO_3)_2$ – безбарвний або білий, відрізняється від кальциту здатністю утворювати ромбоедричні кристали, характеризується високими кольорами інтерференції. *Сидерит* відрізняється від кальциту і доломіту бурим забарвленням і більшим показником заломлення. В уламкових породах карбонатні мінерали переважно складають цементуючу масу, або трапляються в уламках карбонатних порід.

5) ***Хлорити*** – утворюються на усіх стадіях осадового процесу (аутигенні), формують листочки і луски, слюдоподібні, мають низьке двозаломлення, наявність аномальних індигово-синіх кольорів інтерференції, зеленого і зелено-бурого забарвлення та плеохроїзму.

6) ***Залізисті мінерали*** – пірит, марказит, гематит, гідроокисли заліза непрозорі у шліфах, у відбитому світлі мають чорне, червоне, буре забарвлення. Шамозит має плеохроїзм від жовтувато-зеленого до блідо-зеленого, додатній рельєф, низьке двозаломлення. Гідроокисли заліза –гетит та лімоніт є ізотропними.

7) ***Манганові мінерали*** – окисли, гідроокисли, карбонати – чорні мінерали, непрозорі – псиломелан, піролюзит. Манганіт – темно-червоно-бурий.

8) ***Гідроокисли алюмінію*** – представлені діаспором, бемітом, гібситом (гідраргілітом), безбарвні, з додатнім рельєфом.

9) ***Група фосфатних мінералів*** – фторапатит, гідроксилапатит, франколіт, даліт, курськіт, тощо. У шліфах фосфатна речовина безбарвна, темно-жовта. Темно-сіре інтерференційне забарвлення. Колофан – ізотропний різновид фосфату кальцію

10) ***Сульфати.*** Найпоширенішими є гіпс, ангідрит, целестин, барит. Гіпс – у шліфах безбарвний, від'ємний рельєф, від'ємне видовження волокон та наявність тріщин спайності. Ангідрит від гіпсу відрізняється додатнім рельєфом, вищими кольорами інтерференційного забарвлення. Барит – безбарвний або жовтуватий, пряме загасання, форма зерен – призматична, таблитчаста.

11) ***Хлориди*** – галіт, сильвін, карналіт. Галіт у шліфах безбарвний, ізотропний, рельєф слабко виражений. Сильвін – безбарв-

ний, ізотропний має від'ємний рельєф. Цей мінерал, як правило ксеноморфний. Карналіт – безбарвний, двохвісний часто трапляються полісинтетичні і решітчасті двійники.

12) ***Цеоліти*** – продукти зміни ефузивних порід – безбарвні, правильної кристалографічної форми видовжені кристали. Найчастіше у осадових породах трапляється анальцим, філіпсит, гейландит, ломонтит, морденіт.

13) ***Органічні рештки*** – уламки раковин, вуглиста та вуглицевиста речовина, бітуми, форамініфери, моховатки, діатомеї, водорості тощо.

14***) Вулканічний матеріал*** – уламки вулканічного скла є породотвірними або акцесорними компонентами осадових порід і сучасних осадків. Зерна, звичайно, кутасті, гострокутні, різного розміру, часто пористі, пронизані газовими каналами, інколи флюїдальної структури. Частина уламків скла містить вкраплення кварцу, польового шпату, фемічних мінералів. У сучасних морських осадках пори в уламках скла можуть виповнюватися глинистою речовиною, глауконітом та цеолітами.

Породотвірними компонентами бувають уламки магматичних, метаморфічних і осадових порід, які ще називають – **літоїдами**. Їх характеристика включає оцінку форми, ступеня обкатаності, кольору, складу, структури, ступеня збереженості та процесів перетворення. Діагностичні ознаки уламків різних порід наведені в табл. 9.

Таблиця 9

Діагностичні ознаки уламків різних порід[5]

Ефузивні породи	***Інтрузивні породи***
Кислі ефузиви (ліпарити, дацити). Відрізняються характерним складом: присутній кварц у вкрапленниках і в основній масі, кислий плагіоклаз і невелика кількість темноколірних мінералів. Структура фельзитова, сферолітова, вітрофірова, гіалопілітова. Вторинні зміни: окременіння, сери-	*Граніти, сієніти, діорити.* Склад: кварц, польові шпати, слюди, рогова обманка. Структура гіпідіоморфнозерниста

[5] Нерідко разом з уламками ефузивів трапляються уламки вулканічного скла. Кисле скло з вмістом кварцу від 60 до 75% має $n<1,540$, основне – $n>1,540$.

цитизація та озалізнення.	
Середні ефузиви (андезити, трахіти). Склад: середній плагіоклаз, дещо більша кількість темноколірних, частіше всього рогових обманок, відсутність кварцу. Структура мікролітові, андезитова,пілотакситова, трахітова, рідше гіалопілітова. Вторинні зміни: хлоритизація, епідотизація, озалізнення.	*Габро, перидотити.* Склад: основний плагіоклаз, піроксен, олівін, магнетит, ільменіт. Структура габрова і долеритова
Метаморфічні породи	***Осадові породи***
Кристалічні сланці, гнейси. Склад: слюди, серицит, кварц, польові шпати, рудні мінерали, хлорит, епідот та ін. Структура лепідобластова і гранобластова	*Глини, аргіліти, глинисті сланці.* Склад: гідрослюда, серицит, кварц. Структура пелітова і алевропелітова, текстура орієнтов-на або безладна. Колір темно-сірий. n>1,540
Кварцити. В складі переважає кварц. Структура кварцовидна і гранобластова. Колір світло-сірий або безколірний. n>1,540	*Алевроліти, пісковики.* Склад: кварц, польові шпати, глинисті мінерали, карбонати та ін. Структура алевритова і псамітова. Колір світло-сірий, сірий, буруватий. n>1,540
	Карбонатні породи. Склад: кальцит, доломіт. Кольори інтерференції карбонатного матеріалу райдужні, перламутрові. Іноді вміщують уламки органічних решток (форамініфер, молюсків, остракод, криноідей та ін.). Структура

	кристалічно-зерниста, органогенна, пелітоморфна та ін. Кременисті породи. Склад: кварц, халцедон, опал, кристобаліт. Кольори інтерференції сірі, білі, жовтуваті. Іноді вміщують органічні рештки (радіолярії, спікули кременистих губок, діатомеї). Структура органогенна, пелітоморфна, крипто-дрібнозерниста. n≤1,540 (опал, халцедон) n>1,540 (кварц)

Для визначення цих компонентів рекомендується знати не лише осадові, але й магматичні та метаморфічні породи, адже всі вони трапляються в уламках. За наявності малих розмірів останніх і поганої збереженості, не завжди вдається діагностувати їх однозначно. Це особливо відноситься до ефузивів, які бувають представленими несвіжими, сильно зміненими зернами. Характер вторинних змін є доброю діагностичною ознакою, яка дозволяє визначити якщо не конкретний тип породи (андезит, базальт, ліпарит і т.д.), то принаймні приналежність до однієї з груп гірських порід – кислих, середніх та основних ефузивів.

Кислі ефузиви (ріоліти, дацити) дещо слабше піддаються вторинним змінам, які відображаються в скремнінні, серитизації і зрідка в хлоритизації. За характерним складом (наявністю кварцу у вкрапленниках та основній масі, кислими плагіоклазами, невеликим вмістом темноколірних мінералів), за кольором та структурами (фельзитової, сферолітової, вітрофірової, гіалопілітової та ін.) найчастіше вдається впевнено відрізнити ці уламки від більш основних порід. Однак часто їх можна сплутати з уламками кременистих порід та мікрозернистих кварцитів, у разі якщо кислі ефузиви представлені уламками основної маси (без вкраплеників) фельзитової та мікрофельзитової структури.

Середні ефузиви (андезити, трахіти) відрізняються як за кольором, так і складом (середнім плагіоклазом, дещо більшою кількістю темноколірних мінералів, представлених найчастіше роговими обманками, відсутністю кварцу), так і поготів за структурою основної маси, яка передовсім краще розкристалізована (мікролітова, андезитова, пілотакситова, трахітова, менше –

гіалопілітова структури), а також вторинними змінами: хлоритизацією, епідотизацією та озалізненням.

Основні ефузиви (базальти, метадолерити) діагностують за ще більш темними кольорами, великою кількістю темноколірних (найчастіше піроксенів), основним плагіоклазом, відсутністю кварцу, більш зернистими структурами основної маси (інтерсертальна, діабазова, долеритова, зрідка гіалопілітова та ін.) та вторинними змінами – актинолітизацією, епідотизацією та хлоритизацією темноколірних та скла і сосюритизацією плагіоклазів; вони можуть бути також і озалізнені.

Уламки інтрузивних порід трапляються рідше ніж ефузивних, особливо у пісковиках. За наявністю більш крупнозернистих структур діагностувати ці інтрузивні породи досить легко. Те саме стосується і більшості *уламків метаморфічних порід* (кварцитів, амфіболітів, гнейсів, сланців тощо), для яких характерні гранобластові або лепідогранобластові структури і специфічний склад. За розміром зерен вони змінюються від крупнозернистих до мікрозернистих. В останньому випадку їхнє визначення ускладнене адже кварцити можна сплутати з уламками кременистих порід

Метаморфічні породи часто складені зернами видовженої, витягнутої форми вздовж сланцюватості. Особливо це характерним є для сланців – слюдяних, хлоритових, глинистих**.**

Уламки осадових порід – аргілітів, глин, алевролітів, пісковиків, фосфоритів, вапняків, кременистих порід та інших – впевнено діагностуються за особливостями структури та мінерального складу. Однією із складних задач є розділення у шліфах уламків глин, аргілітів та глинистих сланців, оскільки всі вони можуть мати подібні (орієнтовані) текстури, структури (дрібнолускуваті) і склад (гідрослюдистий). Все ж, деяке зростання у цьому ряді розкристалізованості, розміру лусок, ступеню вираженості сланцюватості разом з відповідними змінами (перекристалізацією) кварцу та інших мінералів дає деякі підстави для того щоб їх можна було розрізнити.

У цілому, уламки порід дуже часто вирізняються кращою обкатаністю у порівнянні з формою уламків мінералів.

Уламкові породи поділяють за складом головних компонентів уламкової складової:

мономінеральні (мономіктові) – складені на 90% уламками одного мінералу або породи, Мономінеральні піски і пісковики – кварцові, польовошпатові, глауконітові;

олігоміктові – порода складена уламками двох різних мінералів або порід з різким переважанням одного з компонентів. Олігоміктові – кварц-польовошпатові, глауконіт-кварцові;

мезоміктові– порода складена уламками двох різних мінералів або порід приблизно в однакових кількостях

полімінеральні (поліміктові) – породи складені уламками різних мінералів і порід. Полімінеральні піщані породи представлені аркозами та грауваками (рис 3).

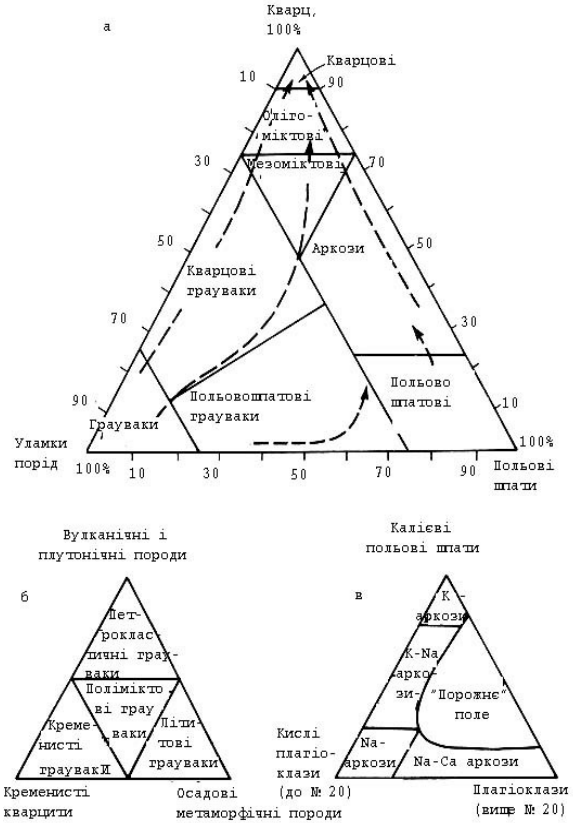


Рис. 3. Трикутні діаграми мінерального складу піщаних і алевритистих порід, за В. М. Швановим

Аркозові поліміктові піщані і алевритові породи – складені, головно, продуктами руйнування кислих магматичних порід (гранітів), гнейсів, та первинних аркозових пісковиків. Вони містять кварц, калійові польові шпати, плагіоклази, слюди та уламки порід

(літоїди) (див. рис. 3). Зокрема, аркози, які містять домішки слюд в кількості 10-15% називають слюдистими аркозами, позаяк аркози, які містять понад 20% літоїдів мають назву літоїдних аркоз. В. М. Шванов виділяє калієві аркози, калій-натрієві аркози, натрієві аркози та натрій-кальцієві аркози.

Грауваки або граувакові поліміктові пісковики та алевроліти – складені кварцом, літоїдами (уламками вулканічних основних порід: базальтів, андезито-базальтів; також глинистих сланців, кременистих сланців) польовими шпатами та слюдами. Цемент переважно представлений глинистими мінералами, а також продуктами змін уламкових зерен – серицитом, хлоритом, цеолітом тощо. Породи змішаного складу мають назву граувакових аркоз, аркозо-граувак тощо

Після оцінки вмісту головних породотвірних компонентів (кварцу, польового шпату і уламків порід) дають назву порід (див див. табл. 1), використовуючи класифікації (наприклад, рис. 3).

Під **цементом** піщано-алевритових порід розуміють хемогенний або глинистий матеріал, який скріплює уламки між собою. Класифікації цемену досить різноманітні. Особливості будови цементуючого матеріалу, рекомендується розглядати окремо від уламкового матеріалу. Якщо уламковий матеріал визначає собою характер вихідної породи, рельєфу, клімату, спрямованості процесів звітрювання, то цемент відображає фізико-хімічну природу утворення породи.

Зазвичай цементи поділяють:

1. ***За мінеральним складом*** цементи поділяють на мономіктові, олігоміктові та поліміктові. Наприклад, зпосеред мономіктових цементів виділяють кальцитовий, фосфатний, опаловий, гідрогетитовий, доломітовий, кварцовий, халцедоновий, глауконітовий гіпсовий, тощо. Відповідно, олігоміктові та поліміктові – глинисто-залізистий, глинисто-кременистий, глинисто-карбонатний тощо (табл. 10-11). За результатом встановлення полімінерального цементу надалі визначають послідовність його утворення, виділяють його генерації, способи та час їх утворення: осадження механічного завису, коагуляції колоїдів, кристалізації з розчину, розкристалізації аморфного матеріалу і перекристалізацію.

Таблиця 10

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

1.	Глинисті	
2.	Карбонатні	Кальцитові, доломітові й анкеритові, сидеритові, магнезитові, родохрозитові, змішані
3.	Кременисті	Опалові й кристобалітові, халцедонові люсатитові, кварцові, змішані;
4.	Окисно-залізисті	
5.	Окисно-манганові	
6.	Фосфатні	
7.	Сульфідні	Піритові, марказитові, халькопіритові, змішані
8.	Сульфатні	Гіпсові, ангідритові, баритові, цілестинові, змішані
9.	Цеолітові	
10.	Польовошпатові	
11.	Полікомпонентні	

2. ***За структурою цементу*** (табл. 11):

Таблиця 11

Структури цементів уламкових порід, за В. Т. Фроловим, 1964

Розмір зерна, мм	**Структура**	**Обрис породи**
1	**2**	**3**
>1	Грубозерниста	Зерна
1,0 – 0,25	Крупнозерниста	Зерна добре розрізняють макроскопічно
0,25 – 0,1	Середньозерниста	Зерна частково розрізняють макроскопічно
0,1 – 0,05	Дрібнозерниста	Макроскопічно зерна звичайно не розрізняють, але у шліфі окремі кристали видно добре
0,05 – 0,01	Мікрозерниста	Зерна макроскопічно не розрізняють, порода майже однорідна. У шліфі зерна частково розрізняють.
0,01 – 0,0001	Афанітова	Макроскопічно порода однорідна, із землистим або раковистим зламом. У

		шліфі окремі зерна звичайно не розрізняють
<0,0001	Колоїдальна	Макроскопічно порода зовсім однорідна, так само і в шліфі
Різні	Змішана	Залежно від розміру зерен. Зовнішній вигляд змінний, неоднорідність складу звичайно помітна

3. ***За співвідношенням його до матеріалу, що цементується*** - це структурний тип цементу: базальний, (коли зерна наче «плавають в цементі»), заповнення пор або поровий, контактовий і плівковий (рис. 4-8). Нерідко в породі визначають і змішаний структурний тип цементу. Цементи бувають рівномірно розподіленими та згустковими, а також однорідним (рівномірно зернистими) та неоднорідними (різнозернистими).

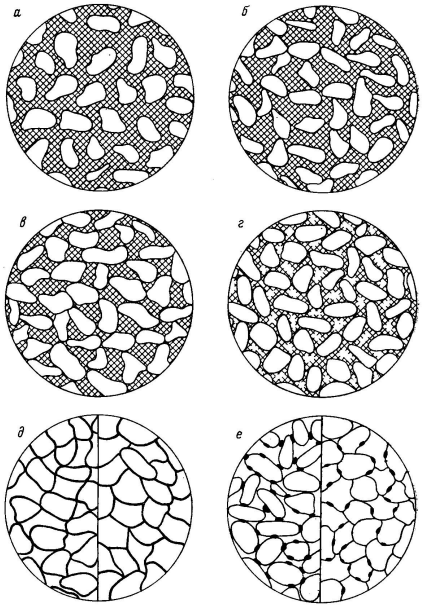


Рис. 4. Типи цементів уламкових порід за кількістю і розподілом у породі: а – базальний; б – відкритий поровий; в – закритий поровий; г – неповний поровий; д – контурний; е – перервний контурний.

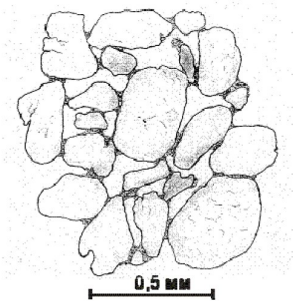


Рис. 5. Контактова структура цементу.

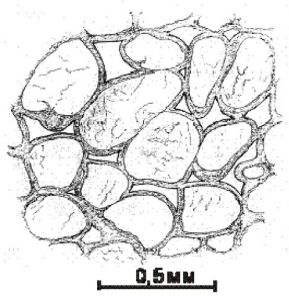


Рис. 6 Плівкова структура цементу.

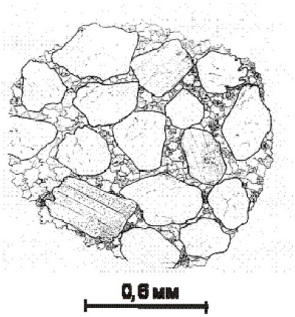


Рис. 7. Структура заповнення пор.

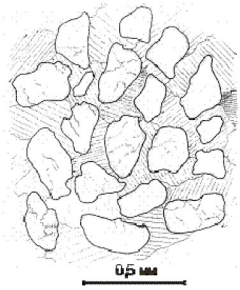


Рис. 8. Базальна структура цементу.

4. ***За розміром*** виділяють наступні структури цементуючої маси: аморфну, прихованокристалічну (зерен не видно за найбільших збільшень, хоча цемент загалом реагує відбиваючи поляризовані промені світла) і кристалічнозернисту структуру, де цемент є мікрозернистим (зерна <0,01 мм.), дрібнозернистим (0,01-0,1 мм.), середньозернистим (0,1-0,5 мм.), крупнозернистим (> 0,5 мм.) (див табл. 11)

5. ***За способом утворення***:

- корозійний – корозійна структура цементу характеризується тим, що цементуючий матеріал не лише виповнює проміжки між зернами, але вкорінюючись у них заповнює впадини, які виникли в результаті розчинення або заміщення уламкових зерен, тобто під час корозії виникає нерівномірне розчинення уламків у середовищі, у результаті чого порода набуває зигзагоподібних обрисів.

Найбільш інтенсивно корозія відбувається вздовж мікротріщин по спайності та неоднорідностей утворюється завдяки корозії уламкових зерен (рис. 9);

- крустифікаційний – крустифікаційна структура цементу характеризується обростанням уламку іншими мінералами, які кристалізуються за рахунок середовища. Ці мінерали можуть мати той самий або інший склад (рис. 10-12). Кристали цементу орієнтовані перпендикулярно до поверхні уламків і наче одягають їх кірочкою (фосфатний, халцедоновий, кальцитовий, сульфатний цементи) Крустифікаційна оболонка намагається надати первинному уламку більш сферичної форми;

- пойкілітовий – пойкілітова структура (кальцитовий, гіпсовий і баритовий цементи), коли кристали цементу за розміром перевищують уламки і включають останні (рис. 13);

- регенераційний – регенераційна структура виникає у тому разі, коли уламкові зерна розростаються за рахунок аутигенних кайм того самого мінералу. Під час регенерації відбувається відновлення правильних кристалографічних обрисів мінералу-уламку за рахунок речовини середовища відповідного складу. Оптичне орієнтування уламків і кайми регенерації однакова. Наприклад, часто відбувається відновлення уламку кварцу за рахунок кременистої складової розчину розрастання зерен та утворення облямівки навколо уламкових зерен з речовини того ж самого складу (рис. 14);

- конформний – конформна структура цементу – уламкові зерна змінюють свої первинні обриси таким чином, що форма кожного зерна пристосовується до форми сусідніх до нього зерен (у незмінених осадових породах уламкові зерна, як правило, дотикаються у окремих точках) (рис. 15);

- інкорпораційний – інкорпораційна структура виникає, коли уламки, що зберегли свою первинну форму, вкорінюються в інші уламки, які змінюють обриси, відповідно вкорінених у них частинок (рис. 16).

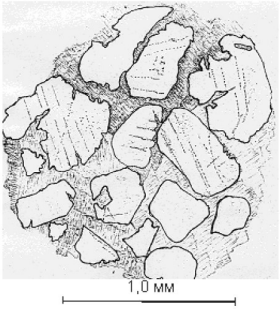


Рис. 9. Корозійна структура.

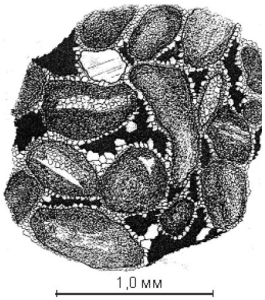


Рис. 10. Крустифікаційна структура.

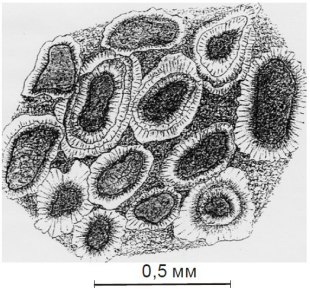


Рис. 11. Крустифікаційна структура.

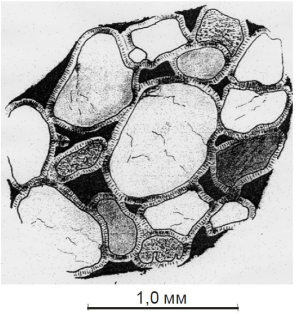


Рис. 12. Крустифікаційна структура.

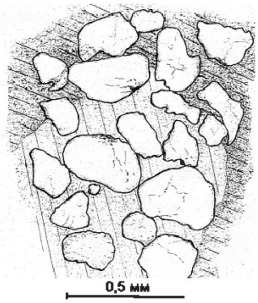


Рис. 13. Пойкілітова структура цементу.

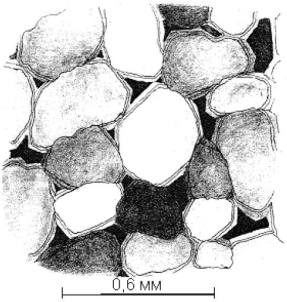


Рис. 14. Регенераційна структура цементу.

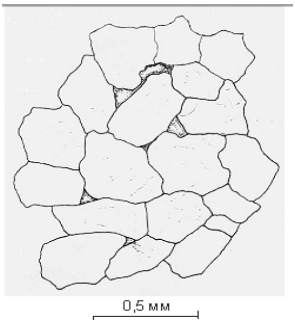


Рис. 15. Конформна структура.

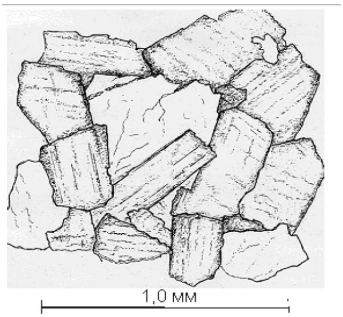


Рис. 16. Інкорпораційна структура.

- мікростилолітова – мікростилолітова структура характеризується взаємним прониканням уламкових зерен по складній зубчастій сутурній межі (рис. 17). Крім того, визначають загальну кількість цементу у породі для чого М. С. Швецовим запропоновані таблиці (див рис. 1).

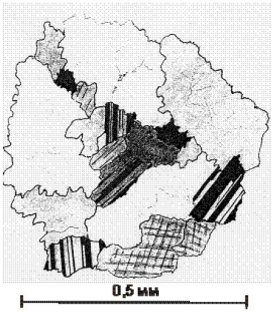


Рис. 17. Мікростилолітова структура.

5. ГРУБОУЛАМКОВІ ПОРОДИ[6]

До цих уламкових порід належать розсипчасті різновиди (гравій, жорства, щебінь, гальочники та ін.) і зцементовані (гравеліти, жорств'яники конгломерати і брекчії). Для зцементованих характерна наявність уламків (гравій, галька, щебінь), й матеріалу, який заповнює міжуламкамковий простір, і цементу. Грубоуламкові породи утворюються за різних фізико-хімічних умов і трапляються у різновікових відкладах від докембрію до четвертинного періоду.

Грубоуламкові породи поділяють за розміром уламків і формою зерен, а потім за мінеральним складом уламків і цементу.

Назву уламків псефітової розмірності наведені у таблиці 12. Класифікація псефітолітів за розміром уламкового матеріалу, обкатаності уламків, їхнього вмісту і стану цементації відображена у таблицях 12-14. Ультрагрубі уламкові породи, з розміром уламків більш як 10 м., називають мачинітами, відносять до іншого рівня організації матерії. До цієї групи не слід відносити вулканічні, тектонічні та навіть карстові брекчії.

Псефіти представлені переважно продуктами фізичного звітрювання. На відміну від пісків і пісковиків вони складені передовсім уламками порід, а не зернами мінералів. Пухкі – гравій, галька, щебінь. Зцементовані – гравеліти, конгломерати, брекчії.

Таблиця 12

Класифікація грубоуламкових порід[7], **за М. В. Логвиненком, Е. І. Сергеєвою**

Розмір уламків, мм	Уламки	Породи			
		пухкі		зцементовані	
		обкатані	*кутасті*	*обкатані*	*кутасті*
>1000	Брили	Брили	Брили необкатані	Бриловий конгломерат	Брилова брекчія
1000 - 500	Валун крупний	Валунник крупний	Валунник крупний необкатаний	Валунний конгло-мерат крупний	Валунна брекчія крупна
500 - 100	Валун дрібний	Валунник дрібний	Валунник дрібний необкатаний	Валунний конгло-мерат дрібний	Валунна брекчія дрібна
100 – 50	Галька крупна	Галечники крупні	Щебінь крупний	Конгломерат крупний	Брекчія крупна
50 – 10	Галька дрібна	Галечники дрібні	Щебінь Дрібний	Конгломерат дрібний	Брекчія дрібна
10,0 – 5,0	Гравій крупний	Гравійник крупний	Жорствяник крупний	Гравеліт крупний	Жорствіт крупний
5,0 – 1,0	Гравій дрібний	Гравійник дрібний	Жорствяник дрібний	Гравеліт дрібний	Жорствіт дрібний

[7] Назви метаморфізованих грубоуламкових порід такі ж , як і зцементованих

Таблиця 13

Назва уламків псефітової групи і їхні розміри

Уламки		Розмір	Поділ за розміром
Необкатані	Обкатані		
Стрімчак, мачина	немає	> 10 м	не досліджено
Брила	Бриловий валун	1-10 м	Дрібні (1-5 м) Крупні (5-10 м)
Відлам, блок	Валун	10-100 см	Дрібні (10-25 см) Середні (25-50 см) Крупні (50-100 см)
Щебневий	Галька	1-10см	Дрібні (1,0-2,5 см) Середні (2,5-5,0 см) Крупні (5,0-10,0 см)
Жорств'яний	Гравійний	2-10 мм	Дрібні (2-5 мм) Крупні (5-10 мм)

Таблиця 14

Класифікація псефітолітів за розміром, окатаності уламків, їхньому вмісту і проявленню цементації за В. Н. Швановим, 1997 (А – уламки псефітового розміру)

Розміри см			0,2-1,0	1,0-10,0	10-100	100-1000	>1000
Частинки		Необка-тані	Жор-ств'яні	Щебневі	Відломи (блоки)	Брили	Стрім-чаки Мачини
		Об-ка-тані	Гра-війні	Галька	Валуни	Брилові валуни	
Породи	Ідіолітичне (А >50%)	Пух-кі	Жор-ства Гра-вій	Щебінь Гальочник	Нако-пи-чення відламів (блоків) ва-лунів	-	-
		Зце-мен-то-ва-ні	Жор-ствя-ник Гра-веліт	Брекчія Конгломе-рат	Відломова (блокова) брекчія, ва-лунний кон-гломе-рат		

	Мікстити А = 10 - 50%	Жорств'яний і гравій-ний мікстит	Щебневий, гальочний мікстит	Блоковий, валунний мікстит	Бриловий, брилово-валунний мікстит	Стрімчаковий мікстит, мачиніт (саксит)
Групи порід	А >10	Крупноуламкові		Грубоуламкові		Стрімчакові або мачиніти

Найпоширенішими є мономінеральні різновиди псефітових порід. В уламках мономіктових конгломератів знаходяться лише гальки найстійкіших до звітрювання гірських порід, наприклад, кварцитів, кременів та ефузивів кислого складу. Структури грубоуламкових порід – псефітові, псамо-псефітові та різним структурним типом цементу.

Конгломерати – складені зцементованими уламками, які представлені обкатаними уламками, розміром більш як 2 мм.

Брекчії – зцементовані породи, складені не обкатаними уламками. Вони трапляються значно рідше, ніж конгломерати, не утворюють витриманих за простяганням потужних пластів.

Перехідні форми між брекчіями і конгломератами називаються конгломерато-брекчіями, які представлені обкатаними і не обкатаними уламками (пролювій).

Гравеліти і жорств'яники – зцементовані породи з розміром уламків від 2 до 10 мм. Гравеліти складені обкатаними, позаяк жорств'яники – кутастими уламками. Ці породи зрідка утворюють потужні товщі, а зазвичай формують окремі пачки, шари та лінзи у товщах гірських порід. Відповідні генетичні класифікації вивчення псефітолітів та методи їх вивчення наведено у табл. 15-18.

Таблиця 15

Генетична класифікація конгломератів і конгломерато-брекчій великих водойм, за М. Б. Вассоєвичем

А. Морські

Прибережні

1. Обвальні конгломерато-брекчії рухомих зон прибою;
   а) внаслідок абразії;
   б) перевідкладення річного алювію;
   в) змішані;
2. Зсувні конгломерато-брекчії рухомих зон прибою;
   а) внаслідок абразії;
   б) перевідкладення річного алювію;
   в) змішані;
3. Змішані конгломерато-брекчії рухомих зон прибою;
   а) внаслідок абразії;
   б) перевідкладення річного алювію;
   в) змішані;

Неприбережні;

1. Конгломерати і конгломерато-брекчії вимивання;
   а) підводних височин;
   б) донних течій;
2. Перемивання брекчій;
   а) підводно-зсувних височин;
3. Затоплення підземних долин;
   а) річкові конгломерати
   б) льодовикові конгломерато-брекчії

Б. Озерні (Ці ж типи, що й у морських умовах, крім конгломератів затоплення)

В. Річкові

1. Гірських річок;
1.1 Руслові
   а) верхньої і середньої течії;
   б) нижньої течії;
1.2 Гирлові;
   а) конусів винесення;
   б) дельтові;
2. Рівнинних річок;
   а) руслові;
   б) гирлові;
3. Конгломерати і конгломерато-брекчії материково-

льодовикових річок;

Г. Наземні

1. Тимчасових водних потоків;
2. Сольових потоків;
3. Еолові;
4. Залишкові;
5. Соліфлюкційні;

Д. Підземні конгломерати і конгломерато-брекчії;

1. Підземних потоків;

Е. Змішаного походженя;

1.Льодовиково-морські (льодовиково-озерні);

Таблиця 16

Класифікація брекчій, за М. Б. Вассоєвичем

А. Утворені на поверхні Землі.

1. У постійних водоймах.

1. Морські:
   а) прибережно -зсувні;
   б) прибережно -обвальні;
   в) підводно-зсувні;
   г) розколювання донних осадів (у разі осушення);
   д) розламування донних осадів (у разі штормів);
   е) руйнування схилів біогермів (рифів та ін.);
   є) кістяні;
2. Озерні:
   а) ці ж типи, крім “є”;
   б) замерзання.

2. У малих водоймах, що часто пересихають, у разі розтріскування.

3. У наземних умовах.

1. Тимчасових водних потоків.
2. Селевих потоків.
3. Опливин.
4. Обвалів.
5. Осипів.
6. Еолові.
7. Залишкові.
8. Соліфлюкційні.
9. Кістконосні.

4. Льодовикові

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

Б. Утворені в земній корі

1. Діагенетичні і катагенетичні

1. Доломітизації і дедоломітизації.
2. Дегідратації.

2. Гіпергенні.

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

3. Змішаного походження:

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

4. Сопкові:

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

5. Сопково-осадові:

1. Наземні.
2. Підводні.

6. Тектонічні:

1. Скидовий:
   а) із місцевого матеріалу;
   б) зі стороннього матеріалу.
2. Підкидо-насувні:
   а) із місцевого матеріалу (кілька типів);
   б) із різних порід.

Таблиця 17

Класифікація конгломератів за гранулометричним складом, за М. Б. Вассоєвичем

1. Конгломерати гравеліто-гравійні.
2. Конгломерати валунисто-гравійні.
3. Конгломерати галечниково-гравійні.
4. Конгломерати валунні.
5. Конгломерати гравійно-валунні.
6. Конгломерати галечниково-валунні.
7. Конгломерати галечникові.
8. Конгломерати гравійно-галечникові.
9. Конгломерати валунисто-галечникові
10. Конгломерати різко різнорозмірні.

Таблиця 18

Методи дослідження псефітів, за М. Б. Вассоєвичем

1.	Розсортування за розміром і підрахунок**.**
2.	Розсортування за складом і підрахунок.
3.	Визначення форми гальок.
4.	Визначення складу гальок, щебеню і цементу у шліфах.

Приклад опису грубоуламкових порід. ***Гальочник***. Пляж на Кавказькому березі Чорного моря поблизу гирла р. Інгурі.

У квадраті площею 0,5х0,5 м зібрано 150 гальок. Гальки за розміром розподіляються за фракціями від 10 до 100 мм. Вміст фракції 100-50 мм - 25 %, фракції 50-10 мм - 65 %, фракції діаметром до 10 мм (гравій) - 10 %.

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

Форма гальки різна. Гальки, які складені з описаних у попередньому реченні порід за порядком з I по IV , сплощені, наступні п’ять порід за списком - округлі, а гальки алевропелітів, габро й амфіболітів займають проміжне положення.

Середній коефіцієнт обкатаності гальки - 78 % (розрахований за $К_о$ = ($0га_о+1га_1+2га_2+3га_3+4га_4$): N x 25, де n_o~u_1 - кількість гальок з цим балом обкатаності; N - кількість гальок у пробі).

Крім обкатаності, визначали коефіцієнт сплощеності $К_у$ = = (А+В)/2С-1. Коефіцієнт сплощеності дорівнює 1,52 для всієї проби, для сплощеної гальки - 1,7, для округлої - 1,0-1,1.

Резюме. Гальочник дрібний, поліміктовий (з переважанням вивержених і ефузивних порід - порфіритів і діоритів) з помірно і добре обкатаними гальками та переважанням сплощених форм.

6. ПІЩАНІ (ПСАМІТОВІ) ПОРОДИ

До піщаних належать уламкові породи з розмірами зерен 1,0 – 0,05 мм, 1,0 – 0,1 мм або 2,0 – 0,05 мм. У першому випадку виділяють крупнозернисті (1,0 – 0,5 мм), середньозернисті (0,5 – 0,25 мм) і дрібнозернисті (0,25 – 0,05 мм); у другому – крупнозернисті (1,05 – 0,5 мм), середньозернисті (0,5 – 0,25 мм) і дрібнозернисті (0,25 – 0,1 мм); у третьому випадку додаються грубозернисті (2 – 1 мм) і тонкозернисті (0,1 – 0,05 мм) породи. Піщані і алевритові породи пов'язані між собою поступовими переходами. Породу прийнято відносити до піщаної або алеврітової, якщо кількість уламків відповідної розмірності в ній > 60%. Якщо 90% зерен зосереджені в двох класах, то дається подвійна назва, причому на друге місце ставиться назва того класу, кількість якого більше, наприклад, середньомілкозерністий піщаник. При наявності у піщанику іншої за розмірністю домішки до 40% до назви додається відповідний прикметник, наприклад, при вмісті в піщанику зерен алеврітової розмірності у кількості 20-30%, його слід називати піщаник алевритовий, якщо такої домішки буде 15-20% - алевритистий.

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

6. АЛЕВРИТОВІ ПОРОДИ

Алевритовими вважають уламкові породи з розмірами зерен від 0,05 до 0,001 (0,005) мм, виділяючи крупнозернисті (0,05 – 0,01 мм), середньозернисті (0,01 – 0,005 мм) і дрібнозернисті (0,005 – 0,001 мм) або породи з розмірами зерен від 0,1 до 0,01 мм, серед яких розрізняють крупнозернисті (0,1 – 0,05 мм), середньозернисті (0,05 – 0,025 мм) і дрібнозернисті (0,025 – 0,01 мм). Рихлі

різновиди називають – алевритами, а зцементовані – алевролітами. Вивчати алеврити досить складно (дуже дрібні уламки), і нерідко в шліфах можна сплутати уламки одних мінералів з іншими (польові шпати із кварцем і ін.).

Алевритові породи пов′язані з піщаними і глинистими поступовими переходами. В зв′язку з цим виникає проблема, як проводити границю між цими породами. По цій же причині не існує єдиної думки про те, яка кількість даного розміру повинна бути, щоб породу віднести до алевритової.

Породу прийнято називати алевритовою, коли кількість уламків з розміром 0,01-0,1мм перевищує 50-60%. Якщо ж вміст зерен з даним розміром є менше ніж 50-60%, то породу називають – різнозернистою, хоча деякі автори (Логвиненко Н.В.) рекомендують одночасно з цією назвою вказувати найбільш поширену фракцію (напр. алеврит різнозернистий, крупнозернистий). Якщо 90% зерен зосереджені в двох класах, то дається подвійна назва (наприклад дрібно-середньозернистий алеврит), причому на друге місце ставиться назва того класу, кількість якого більша. Якщо ж 90% частинок розповсюджені більше як в двох класах – погановідсортованою.

Різноманітними також є класифікації і номенклатури алевритових порід, які вказують на кількість домішок в них інших компонентів. До чистих різновидів, як правило, відносять породи, які вміщують не більше 5-10% домішок. Якщо домішок в кількості 40-50%, то до назви породи додаємо відповідний прикметник («вапняковий алеврит»), при вмісті від 25 до 40% - з закінченням «-ий» - аргілітовий алеврит; а якщо від 10 до 25%, то використовується слово-додаток із закінченням «-истий» (наприклад аргілітистий алеврит).

На думку інших авторів (М. М. Верзилін) за наявності домішок в кількості більше 5% кожен, слід вказувати, додаючи до назви породи слова-додатки в порядку збільшення кількості цих компонентів, не додаючи ніяких закінчень, так як вони мають не завжди гарне звучання (наприклад алеврито-глинистий пісок). Якщо домішки складають значну частину породи і на основний компонент приходиться менше як 75% , перед назвою домішки ставиться слово «сильно» (наприклад при кількості 70% алевритових частин і 30% піщаних, порода називається: «сильно-піщаний алеврит»; при кількості 70% алевритових частин, 20% карбонатних і 10% піщаного матеріалу – «сильно піщано-карбонатний алеврит»).

Алеврити ззовні дуже схожі на піщані породи, і відрізняються

не лише за розмірами, але і за такими характеристиками:

1) різко зменшується кількість уламків гірських порід;
2) зменшується кількість польових шпатів;
3) зростає кількість слюд, яка підсилює візуалізацію шаруватої текстури;
4) збільшується кількість пелітового матеріалу;
5) трапляється рослинний детрит в вигляді частинок гумусу або вугілля;
6) головна структура алевритів - алевритова;
7) текстура - шарувата.

Лес- (нім. Loss- нетвердий, рихлий) – алеврит світло-жовтого кольору з загальною пористістю 40-55%, не шаруватий, вапняковий, схильний утворювати у відслоненнях стовпчасті окремості і вертикальні обриви; залягання плащеподібне (зокрема нерідко на височинах водорозділів), зазвичай їхня потужність є не меншою ніж декілька метрів. За мінеральним складом це переважно кварцева порода з невеликою кількістю польових шпатів і акцесорних мінералів.

За умови сильного зволоження лесів - утворюється просідання грунту. Лес зональний утворюється у помірному - семіаридному кліматі. Всі породи, які морфологічно нагадують лес, але не мають повного комплексу вищенаведених ознак називають – лесоподібними.

Існує декілька теорій утворення лесів. За Кригером, головними факторами, які сприяють утворенню лесів – це еолове привнесення пилу; делювіальний літогенез; сингенетичні процеси звітрювання і ґрунтоутворення в умовах засушливого степового клімату.

Ось ознаки (хоч інколи і суперечливі) за якими лес відноситься до еолового: чужий мінеральний склад; закономірна зміна гранулометричного складу і вмісту важких мінералів у міру віддалення від вірогідних джерел розвіювання; залягання на ізольованих підвищеннях, або на тих відкритих площах, де не можуть відбуватися делювіальні процеси.

Більшість дослідників вважає, що товщі типових лесів, поширюються в широтах з помірним і семіаридним кліматом, виникли в льодовикові епохи в пригляціальній зоні. Процеси лесоутворення неодноразово переривалися в міжльодовикові періоди, про що свідчить чергування в розрізі горизонтів лесів і заборонених ґрунтів.

Піщані й алевритові породи поширені в різних теригенних

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

Приклади опису піщаних і алевритових порід у шліфах

ВЗІРЕЦЬ 71, палеоген, Курська область. (Росія)

Пісковик крупнозернистий, середньосортований, нешаруватий, складений з обкатаних зерен, кварцовий, з базальним кременистим (кварцо-во-халцедоно-опаловим) цементом.

Структура. Розмір зерен від 1,5 до 0,15 мм; переважають зерна 1-0,5 мм. (приблизно 60% від уламкової частини). Сортування середнє. Зерна добре обкатані, зрідка (більш дрібні) – напівобкатані.

Текстура безладна.

Мінеральний склад уламкової частини – однорідний, кварцовий. Поодиноко трапляються уламки кварцитів та глауконіт.

Кварц безколірний та мутний, забарвлення якого спричинене пилюкоподібними непрозорими (очевидно, рудних) включеннями, які розташовані як незакономірно, так і у вигляді пасм, пов'язаних із тріщинами. Зрідка у кварці трапляються включення мусковіту.

Кварцит представлений одним добре обкатаним, овальним зерном розміром 1,5 мм. Структура його гранобластова, крупнозерниста, склад мономінеральний. Колір світло-сірий, мутний спричинений тонкорозсіяною у породі рудною речовиною.

Глауконіт представлений декількома округлими та нирко-подібними ізометричними зернами розміром 0,1 - 0,3 мм. яскраво-зеленого кольору. У полі зору видніються радіальні тріщини. Показник заломлення 1,6; шагренева поверхня ясна. Зерна мають агрегатну будову і добре спостерігаються у схрещених ніколях за агрегатним загасанням: при обертанні столика одні кристалики загасають, тоді як інші – просвітлюються, хоча загалом картина не змінюється, тобто зерно не гасне адже, ці кристалики розташовані та орієнтовані невпорядковано. Форма їх лускувата, а розмір 0,2-0,005 мм. і дрібніше. Структура глауконітових зерен переважно мікролепідобластова. З яскравих жовтих кольорів інтерференції, які сильно маскуються власним зеленим забарвленням мінералу доходимо до висновку, що двозаломлення досить високе (можливо, порядку 0,020-0,025).

Цемент базальний і подекуди – типу заповнення пор. Розподілений він у породі досить рівномірно і становить 20-25% породи. За складом він кременистий, полімінеральний. Головні мінерали – опал і халцедон, які є у кількості 10-20 і відповідно 5-10% від вмісту породи. Кварцу у цементі не більше як 1%.

Опал безколірний та світло-сірий, з яскравою шагреневою поверхнею і різким рельєфом (цим він відрізняється від інших мінералів породи); ізотропний, аморфний; показник заломлення низький, значно менший, ніж у канадського бальзаму (дорівнює, мабуть, 1,46-1,50). На фоні загального базального структурного типу, опал утворює цемент змінюється від базального і заповнення пор до плівкового. У породах нерідко можна спостерігати ниркоподібні (коломорфні) його виділення.

Халцедон безколірний, чистий, без рельєфу і шагреневої поверхні, анізотропний, з рівним або дещо меншим, ніж у бальзаму, показником заломлення. Кольори інтерференції – від сірих до білих, що свідчить про низьке двозаломлення (порядку 0,007-0,008). Загасання чітко хвилясте, яке вказує на його волокнисту будову. Довжина волокон вимірюється сотими і зрідка – десятими долями міліметру, а товщина не помітна: вона, мабуть, є значно меншою ніж половина довжини світлової хвилі, властивості якої неможливо вивчати з допомогою поляризаційного мікроскопу. Волокна розташовані паралельно один до одного, снопоподібні або утворюють сфероліти. Халцедон утворює цемент крустифікаційний та заповнення пор. Цей мінерал виділився пізніше за опал, оскільки займає центральне положення у порах і майже не дотикається з уламковими зернами. У тих рідкісних випадках, коли він безпосередньо оточує уламкові зерна, виділення його відбулося, мабуть, вздовж тріщин, які утворилися на контакті чужорідних тіл (кварцу і опалу) та за умов скорочення об’єму опалу, викликаного старінням та обезводнювання колоїду. Межа халцедону та опалу у всіх випадках різка, поступові переходи між ними відсутні. Це свідчить про те, що халцедон утворився не за рахунок кристалізації опалу, а виділився безпосередньо з розчинів, які повільно переміщувалися по порах.

Кварц безбарвний, чистий, з дуже низьким рельєфом, і з показником заломлення ненабагато більшим, ніж у канадського бальзаму - 1,55, зі звичними для кварцу білими кольорами інтерференції, але незвичайно різким хвилястим загасанням, яке нагадує халцедонове. Це свідчить про халцедонову природу кварцу, який розвинувся по халцедону під час його перекристалізації і є первинним по відношенню до цього мінералу (на відміну від хвилястого загасання

уламкового кварцу, у якого воно має накладений, вторинний характер). Кварц утворює цемент заповнення пор: він заповнює центральні частини пор, які по периферії вистеляються халцедоном.

Загалом, всі компоненти породи розподіляють за наступними стадіями:

- теригенні – кварц уламковий;
- седиментогенні – глауконіт та опал; можливо, опал частково є і ранньодіагенетичним, але основна його частина, без сумніву, седиментогенна, адже він утворює базальний цемент, у якому плавають уламкові зерна;
- діагенетичні – халцедон і кварц; кварц утворився, можливо, в одну із пізніх стадій діагенезу.

Звертає на себе увагу значна розкристалізованість більш пізніх кременистих мінералів у порівнянні з ранніми, які характеризуються меншою кристалічністю. Це, здавалося б, протиріччя пояснюється тим, що мінерали, які виділяються з повільно циркулюючих або нерухомих розчинів, мають можливість за тривалий час утворювати відразу більш упорядковано-кристалічні структури (волокнисті, голчасті і т.д.).

Описаний пісковик добре ілюструє основний метод встановлення послідовності виділення мінералів за їх структурними взаємовідношеннями. Тут наведена повна аналогія щодо встановлення послідовності нашарування у стратиграфії: уламкова частина пісковика, як це очевидно, служить тією підвалиною, на якій послідовно відкладається опал, халцедон і, зрештою, кварц, який займає найбільш „верхнє” положення і остаточно закупорює канали, вздовж яких циркулювали розчини.

Пісковик юри Воронезької області. Макроскопічний опис. Пісковик середньо-крупнозернистий аркозовий з карбонатним цементом (кипить від HCl). Колір сірувато-жовтий, текстура шарувата, чергування шарів більш грубого з більш дрібним матеріалом, шари товщиною 2-3 мм, нормальні, горизонтальні. В шарах грубого матеріалу трапляються уламки палеофауністичних решток пелеципод.

Мікроскопічний опис. Порода складена зернами кварцу, польових шпатів, слюди, уламків гірських порід, уламків пелеципод, поодиноких зерен акцесорних мінералів (циркон, турмалін, апатит) і цементу. Структура псамітова крупнозерниста. Кварц представлений округлими зернами зі звичайними оптичними властивостями, зрідка трапляються зерна з хвилястим загасанням і мікровключен-

нями.

Польові шпати представлені кислими плагіоклазами і мікрокліном. Кислі плагіоклази трапляються у формі кутасто-обкатаних зерен часто з тонкими полісинтетичними двійниками, свіжі. Симетричне загасання в розрізах ⊥ 010=15^0, n_p>1,540, свідчить про наявність олігоклазу №30-32. Крім олігоклазу трапляються поодинокі зерна з n<1,540 з добре вираженою мікрокліновою решіткою мікрокліну.

Слюда-біотит у формі листочків, які часто начебто зігнуті і затиснені між уламковими зернами нерудних мінералів. Колір коричневий, загасання пряме відносно спайності, видовження „+”, схема плеохроїзму: по осі n_g коричнева, а по n_p світло-коричнева. Показник заломлення великий, двозаломлення високе. Частина листочків хлоритизована (забарвлені в зелені тони), двозаломлення низьке, на листочках біотиту спостерігається виділення окислів титану (анатаз) і карбонату заліза (сидерит).

Уламки гірських порід представлені зростками кварцу і польового шпату (мікрокліну), вірогідно, уламками граніту або пегматиту, поодинокими зернами письмового граніту, та кварциту (зерна з гранобластовою структурою і агрегати кварцу з мікростилолітовим зчленуванням зерен) і кварцово-халцедонових кременів (зазвичай добре обкатаними). Рештки кальцитових уламків пелеципод представлені плоскими зернами, що складені як пластинками так і комірками (n>1,540, двозаломлення дуже високе).

Циркон у формі призматичних кристалів з пірамідальними вершинами, загасання пряме, видовження +, показники заломлення і двозаломлення дуже високі.

Турмалін зелений представлений уламками призматичних кристалів, плеохроїчний (n_o – зелений, n_e – майже безколірний), видовження -, загасання пряме, показники заломлення і двозаломлення високі.

Апатит у формі дещо обкатаних призматичних кристалів, загасання пряме, видовження -, показник заломлення високий, двозаломлення низьке.

Цемент базально-поровий карбонатний (кальцитовий). Кальцит трапляється як у формі пелітоморфних агрегатів так і буває зернистим, і навіть крупнозернистим. Показники заломлення у імерсійних рідинах кальциту змінюються від 1,658 до 1,672, що свідчить про присутність тут як нормального, так і високо магнезіального кальциту.

Вміст (процентний): кварцу становить 45, польових шпатів -

26, слюд - 2, уламків порід - 3, уламків палеофауни - 2, акцесорних мінералів – поодинокі зерна.

Гранулометричний аналіз шліфа показав, що вміст, (%), фракції >1 мм (поодинокі уламки палеофауни <1,1-0,5 мм. – 55, а 0,5-0,25 мм. – 30, тоді як 0,25-0,10 мм. – 10, а <0,10 мм. – 5. Коефіцієнт сортування S_o=1.95 (за П. Траском). Md=0,57 мм.

Резюме. Пісковик середньо-крупнозернистий аркозовий з базально-поровим карбонатним цементом.

Пісковик ашинської свити Західного Уралу. Макроскопічний опис. Пісковик дрібнозернистий, польовошпатово-кварцовий сірий, нешаруватий (масивний), кипить в HCl, щільний і міцний, спостерігаються дрібні тріщини, заповнені озалізненою речовиною.

Мікроскопічний опис. Порода складена кварцом (58%), польовими шпатами (19%) (головним чином кислих плагіоклазів, зрідка ортоклазом і мікрокліном), листочків слюди (мусковіту – 1%, біотиту – 2%, хлориту – 0,5%), уламків гірських порід (3,7%) (кварцитів, кременистих, кварцово-серицитових та глинистих сланців). В невеликій кількості містяться гідроокисли заліза (по зернах залізистих карбонатів) (~1%) і тонкий вуглистий пігмент. Акцесорні мінерали представлені цирконом, турмаліном, рутилом, апатитом (~1%). Структура псамітова. Цемент порово-контактовий гідрослюдисто-серицитовий і вторинно-кварцовий. Вміст цементу 10-11%. Вторинний кварц представлений у формі агрегатів заповнює пори і утворює облямівки обростання навколо уламкових зерен, інколи з однаковим оптичним орієнтуванням зерен і облямівки. Луски серициту і гідрослюди спостерігаються головним чином на контакті зерен і інколи заміщають зерна польового шапту. У місцях де відсутній цемент, спостерігається конформація і виникнення мікростилолітового зчленування між зернами, а також „бородаті” зерна кварцу та кліваж розриву. Вимірювання в імерсійному середовищі показників заломлення лусок гідрослюд та серициту підтверджує наявність гідрослюди (n_g'=1.581, двозаломлення середнє) і лусок серициту (n_g'=1,601). Розмір уламкових зерен від 0,05 до 0,45 мм., де переважають зерна розміром від 0,25 до 0,12 мм. Форма зерен переважно кутаста і лише зрідка найбільш крупні зерна злегка обкатані.

Резюме. Пісковик дрібнозернистий, добре відсортований (S_o=1,75, Md=0,165 мм) польовошпатово-кварцовий з порово-контактовим вторинно-кварцовим і гідрослюдисто-серицитовим цементом (зона початкового метагенезу).

Пісковик середнього карбону Донецького басейну. Макроскопічний опис. Пісковик різнороднозернистий, полімінеральний,

косошаруватий, зеленувато-жовтого кольору (кольори підсохлого тютюнового листя). Шаруватість пов'язана зі зміною розміру зерен: в основі шарів присутні гравійні зерна і дрібна галька; у напрямку до верхніх шарів розмір зерен зменшується. Від HCl не кипить. Звітрілі частини бурі, озалізнені.

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

Головним мінералом цементу є хлорит, який оточує уламкові зерна у вигляді облямівок і видовжених агрегатів, що заповнюють крупні пори. Він представлений плеохроїчними лусками зеленого кольору з показником заломлення $n_g \approx n_m = 1.624 \div 1,626$, двозаломленням ~0,004 (типу ріпідоліту) і вмістом хлориту 8,5%.

Крім хлориту в цементі присутні карбонати заліза (1,5%) і гідроокисли заліза, що очевидно розвиваються по зернах вивітрилих карбонатів (1,5%).

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

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

Пісок пляжу Нарвської затоки. Пісок сірий з рожевим відтінком, дрібнозернистий. Вміст кварцу 76%, польових шпатів 19% (переважно ортоклаз), уламків порід (кварцити, алевроліти, кремені) 2-3%, глауконіту ~1%, акцесорних мінералів (гранату, рогової обманки, ільменіту, магнетиту) <1%. В невеликій кількості (сліди) трапляються уламки молюсків. Вміст, (%): фракції крупніше 0,25

мм – 2,74, а 0,25-0,10 мм – 85,92, тоді як 0,10-0,05 мм – 1,34. Пісок дрібнозернистий, добре відсортований (S_o=1,63, Md=0,155 мм), польовошпатово-кварцовий.

Пісок підводного берегового схилу Азовського моря (глибина 0,5 м). Пісок білий середньозернистий. Вміст кварцу 92%, польових шпатів 5% (ортоклаз, мікроклін, кислі плагіоклази), уламків порід 1-2% (граніти, сієніти, вапняки та ін.), слюди – сліди, акцесорних мінералів (гранат, рогова обманка, ільменіт, піроксени, ставроліт, рутил, циркон) приблизно 1%. Трапляються також уламки молюсків. Вміст, %: фракції крупніше 2 мм – 3,3, а 2-1 мм – 0,2, тоді як 1-0,5 мм – 1,9, а відтак 0,5-0,25 мм – 51,6, і нарешті 0,25-0,05 мм – 43,0. Пісок середньозернистий або, точніше, дрібно-середньозернистий, помірно сортований (S_o=1,90, Md=0,27 мм), кварцовий.

Лес Запоріжжя. Макроскопічний опис. Текстура зерниста, колір палевий (сірувато-жовтий), порода пориста (макро- і мікропори), непластична. Шматочок породи, занурений у чашку з водою, враз розпадається на окремі однорідні частинки. Часто містить включення карбонатів, під дією HCl кипить. Легко руйнується пальцями.

Мікроскопічний опис. У шліфах і імерсії представлений скупченням пилуватих частинок кварцу (до 70%), зрідка польових шпатів (10-12%), гострокутної форми, між якими спостерігаються виділення пелітоморфного карбонату (кальцит, рідше доломіт) та агрегатів глинистих мінералів. Дослідження в імерсії показало, що є два типи карбонатів з n_o=1.658 (кальцит і з n_o=1,679 (магнезіальний кальцит – доломіт). Агрегати глинистих мінералів мають показники заломлення ~1,572 та низьке двозаломлення (гідрослюда – монтморилоніт). Результати гранулометричного аналізу доводить роль алевритових фракцій (0,05-0,005 мм) в кількості до 70-75% від загального вмісту породи. Піщаних зерен порівняно мало (9%), натомість глинистих мінералів і їх агрегатів до 5-6%, тоді як карбонатів 10-12%. Досить багато (до 1-2%) акцесорних мінералів (рогової обманки, епідоту, турмаліну, рутилу, гранату).

Резюме. Лес – рихлий алеврит, польовошпатово-кварцовий з карбонатами.

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

Мікроскопічний опис. Порода складається з кварцу, кислого

плагіоклазу № 5-10 (n≥1,540, тонкі полісинтетичні двійники, загасання в розрізах_|_010 13-15^0), мікрокліну (n<1,540, мікроклінова решітка), мусковіту, біотиту і поодиноких зерен циркону і рутилу. Цемент контактово-поровий, місцями поровий, за складом опаловий (n<1,540, ізотропний). Опал утворює облямівки навколо уламкових зерен і спостерігається у вигляді дрібних кульок (грудочок) у порах. Виявлено два-три екземпляра стулок діатомей. Подекуди в масі опалу на контакті з уламковими зернами нерудних мінералів трапляються облямівки волокнистого мінералу (n<1,540, двозаломлення низьке, загасання пряме, видовження додатнє), очевидно кварцину. Крім опалу до складу цементу входять агрегати (вермікулітоподібні або „коміркові") каолініту (n>1,540, рельєф додатній, двозаломлення низьке, загасання майже пряме) і згустки непрозорої органічної речовини. Каолініт заповнює центральні частини пор. Вміст кварцу становить 50-55%, тоді як польового шпату 7-9%, а мусковіту і біотиту до 10%. Цемент займає майже 25% поверхні шліфа. Структура алевропелітова груба (розмір зерен 0,05-0,02 мм).

Резюме. Алеврит польовошпатово-кварцовий з контактово-поровим опалово-глинистим цементом.

8. ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ АНАЛІЗ

Методи опробування та їх вибір в залежності від типу відкладів. Взірці для лабораторного вивчення гранулометричного складу порід можуть відбиратися двома способами – точковим і бороневим. За думкою Л. Б. Рухіна, точковий спосіб кращий, адже зміщення за складом шматочків породи, які відбираються під час бороневого опробування, спотворює дійсне співвідношення частинок і стає на заваді для правильного тлумачення гранулометричного складу. А втім, перевагу можна надати дрібноборозневому способу відбору проб, який здійснюється шляхом зачищування поверхні потрібних ділянок, і відбирання проб вздовж площини шаруватості не в точці, та на деякій відстані. Під час опробування з сучасних осадків зразки часто відбираються в кутах сітки, конфігурація якої визначається загальними контурами досліджуваних осадків. Представництво проби є важливим фактором, який визначає дійсне співвідношення гранулометричних фракцій в породі, а відтак, і більш достовірну типізацію відкладів. Маса проб відібраних для аналізу різних типів осадків змінюється в наступних межах, г: для піщаних відкладів 50-200, частіше 100, для алевритових до 20-50, для глинистих 10-20.

Частота відбору і число проб залежить від типу об'єкту і

цілей дослідження. Для забезпечення достатньої кількості аналізів, число взірців загалом має становити не менше як 30 на кожну самостійну одиницю підрозділу, яка виділяється в досліджуваному розрізі. Інтервали відбору проб встановлюються залежно від потужності розрізів і ступеню однорідності порід. У разі перешарування порід взірці відбираються зі всіх петрографічних і генетичних різновидів.

Гранулометричний склад піщаних порід – визначається шляхом пересіювання на стандартному наборі сит і підрахунку зерен різної розмірності.

Гранулометричний (гранула – зерно, метро – міряю) аналіз полягає у визначенні в породі кількісного (у вагових процентах) співвідношення зерен (уламків) різних розмірів шляхом розділення їх на фракції (фракція – сукупність однакових зерен або частинок).

Гранулометричний склад теригенних порід залежить від багатьох факторів: мінеральний склад материнських порід, кліматична обстановка, умови перенесення і нагромадження уламкового матеріалу, гідродинамічна активність середовища осадконагромадження та подальша дезінтеграція уламкового матеріалу. Залежно від здатності поєднання всіх цих факторів, в одному випадку осадконагромадження виникає з частинок більш-менш однорідного гранулометричного складу, проте в іншому – супроводжується нагромадженням частинок широкого діапазону величин. Відомо, що кількісне співвідношення частинок різних фракцій у породі визначає її пористість, об’єм, проникність, ступінь прояву капілярних сил тощо. Відтак, є необхідність використання надійного методу вивчення гранулометричного складу осадових порід.

Дезінтеграція породи та видалення цементу

У разі проведення гранулометричного аналізу зцементованих уламкових порід необхідно провести попереднє розм’якшення породи і видалення цементу.

Перед тим як підбирати спосіб для проведення обробки породи, необхідно детально вивчити шліф, визначити розмір зерен і мінеральний склад цементу.

Наступна дезінтеграція і видалення цементу відбуваються за допомогою різноманітних реактивів: 5–10% HCl без нагрівання (для порід із кальцитовим цементом), 5–10% HCl з нагріванням (для порід із доломітовим і сидеритовим цементом), 10–20% HCl з кип’ятінням (для порід із гідроокислів заліза), 10% розчином HNO3 з кип’ятінням (для порід із цементом сульфідів заліза), розчином їдких лугів (5–10% KOH або NaOH) з кип’ятінням (для порід із кре-

менистим цементом). Проте всі ці реактиви (особливо міцна соляна кислота, азотна кислота і їдкі луги) розчиняють не лише цемент, але й багато уламкових мінералів. Тому рекомендується використовувати більш «делікатні» методи обробки, наприклад, обробку породи оцтовою кислотою (5–7% розчин), причому в разі наявності карбонатного цементу без нагрівання або щадного нагрівання на водяній бані; залізистого цементу – з підігрівом. Кременистий опаловий цемент можна видалити слабким розчином їдкого лугу (1–2% КОН) без підігріву. Породи з глинистим і гіпсовим цементом можна обробити у дистильованій воді з підігріванням.

Існують і інші методи дезінтеграції: просочування породи розчинами різних солей (наприклад, гіпосульфіту), почергового нагрівання та різкого охолодження (опусканням у холодну воду) тощо. Проте всі ці методи є недостатньо ефективними. Деколи позбутися цементу породи не вдається жодними реактивами. Якщо дезінтеграція породи неефективна або неможлива, слід проводити просте механічне подрібнення до розміру зерна переважаючої фракції породи (визначається у шліфі).

Методи гранулометричного аналізу

Існують різноманітні методи гранулометричного аналізу. Механічний аналіз, загалом, використовується у геології, ґрунтознавстві, автодорожній і будівельній справі, у вивченні донних відкладів морів, озер тощо.

У кожному окремому випадку метод механічного аналізу підбирають відповідно до цілей і завдань досліджень.

Найпростішим способом розділення породи на фракції є ситовий аналіз. Ситовий аналіз використовують у проведенні гранулометричного аналізу незв’язаних або слабозцементованих гравійних, гравійно-піщаних, піщаних, піщано-алевритових порід. Для проведення аналізу використовується стандартний набір сит з отворами 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0,5; 0,25; 0,1 мм. Зразок породи (у разі вивчення гравійно-піщаних чи алевро-піщаних порід, вага вихідної наважки може становити 0,5–2 кг) ретельно розпушують гумовим пестиком, далі методом квартування здійснюють відбір наважки і висипають у колонку сит. Колонку сит трясуть доти, поки крізь них не пройдуть частинки з діаметром, меншим від діаметра отворів сита. Фракція, що залишилася на кожному ситі, зважується на технічних вагах і за формулою (2)

$$x = \frac{A \times 100}{B}, \qquad (2)$$

(де: x – процентний вміст фракції в породі; A – маса фракції, B – загальна маса наважки) вираховується процентний вміст кожної розмірної фракції у наважці.

Просіювання на ситах здійснюють вручну або на спеціальних пристроях – ротапах. Час просіювання змінюється від 15–20 хв за умов ручного режиму до 10 хв у разі використання ротапу. За наявності у зразку великої кількості глини весь аналіз проводять у воді. Наважку засипають у фарфорову чашку, заливають водою і ретельно розтирають гумовим пестиком. Згодом наважку з водою пропускають крізь кожне сито окремо.

Часто для гранулометричного аналізу використовують метод, який полягає у комбінуванні розсіювання і відмучування. Цей метод ми і розглянемо на конкретному прикладі.

Хід аналізу

1) Взяти наважку підготованої породи на лабораторних вагах.

2) В широкогорлу колбу (1л, 0,5 л), краще конічну, перенести наважку породи, додати 250–300 мл дистильованої води і 20 мл 2,5%-ного розчину бікарбонату натрію ($NaHCO_3$). Суміш добре розбовтати і кип'ятити на піщаній бані 1 год. Під час бурхливого кипіння піщинки труться одна об одну і пеліт відтирається від піску. Розчин соди рекомендується додавати для створення лужного середовища, в якому частинки пеліту після остигання суміші не прилипають знову до зерен піску, а зависають у розчині.

3) Після охолодження суміші проводять відмучування (відокремлення муті) пеліту. Для цього суміш із колби за допомогою промивача рекомендується повністю перенести у велику фарфорову чашку і в ній гумовим корком відтирати пеліт від піску й алевриту. Верхній мутний шар розчину в чашці злити у великий скляний стакан. Породу знову відтерти корком, залити чистою водою, перемішати і мутний верхній шар знову злити в стакан. Цю процедуру повторювати доти, поки шар води над піском у чашці не стане чистим і прозорим. Відтертий пісок перенести в маленьку чашку і поставити сушити в сушильну шафу при температурі не більше 900°С.

Власне відмучування проводять у стакані, на якому нанесено мітки на відстані 6 см одна від одної. За формулою Стокса (3):

$$V_s = \frac{2}{9} \times \frac{(\rho_p - \rho_f)}{\mu} gR^2 \qquad (3)$$

де: Vs – швидкість осадження частинок, м/с;
ρ_p – густина частинок, кг/м3;
ρ_f – густина рідини, кг/м3;
g – прискорення вільного падіння, м/с^2

Доведено, що за 10 хв у стовпі води висотою 6 см осідають всі частинки піску й алевриту, а пеліт залишається завислим у воді. Отже, осідання піску у стовпі води висотою 12 см у нашому випадку (між верхньою і нижньою міткою) відбудеться за 20 хв. Для відмучування об'єм мутного розчину в стакані довести водою до верхньої мітки, залишити відстоюватися і через 20 хв злити розчин до нижньої мітки (за допомогою шланга у 20-літровий бутель). У стакан знову залити воду до верхньої мітки і повторити всю процедуру. Так повторювати доти, поки через 10 хв після чергового заливання води шар розчину між верхньою і наступною мітками не стане цілком прозорим, тобто поки повністю не відмиється пеліт. У цьому разі ще через 15 хв (всього через 25 хв після заливання води) максимально злити воду з стакана. На дні у стакані залишиться відтертий від пеліту алеврит і пісок. Осад із стакана перенести в чашку до відмитого піску і висушити в сушильній шафі. Висушену пробу зважити. Різниця між наважкою породи, взятої для аналізу, і вагою висушеної проби буде вагою пеліту (4).

$$P_{пел} = P_{нав} - P_{вис} \qquad (4)$$

Пеліт у бутлі відстоюється не менше 1 доби, тоді рекомендується воду злити, пеліт зібрати в чашку і висушити за t = 30–350С. Пелітова фракція надалі досліджується рентгеноструктурним аналізом, а відмита від пеліту порода проходить ситовий аналіз, тобто вона просіюється через систему сит №№ від 2 до 0,1 (отвори діаметром 2, 1, 0,5, 0,25, 0,1 мм). Якщо є багато крупної породи на ситі №2, то ще можна просіяти через сита № 3, 4, 5. А втім, якщо в породі є багато глини, тоді рекомендується провести ще й її гранулометричний аналіз.

Після просіювання породи на ситах отримуємо фракції з

певним діаметром зерна. Кожну фракцію необхідно зважити і розрахувати її процентний вміст.

Позначення розмірів фракцій:
> 2, або 3 – 2, або +2 – на ситі № 2
2 – 1, або +1 – на ситі № 1
1 – 0,5, або +0,5 – на ситі № 0,5
0,5 – 0,25, або +0,25 – на ситі № 0,25
0,25 – 0,1, або +0,1 – на ситі № 0,1
0,1– 0,01, або +0,01 – після сита № 0,1
0,01, або +0,001 – пеліт.

Розмір зерна більше 1 мм – гравій;
від 1 до 0,1 – пісок ;
0,1 – 0,01 мм – алеврит;
менше 0,01 мм – пеліт.

4) Оформлення результатів аналізу.

Результати гранулометричного аналізу можна оформити у вигляді таблиці. Наприклад, табл. 19:

За даними, отриманими при проведенні гранулометричного аналізу, зазвичай будують циклограми, гістограми і криві розподілу, кумулятивні криві, трикутні діаграми.

Гістограми, або стовпчасті діаграми, зображають у вигляді стовпчиків-прямокутників, основи яких пропорційні до розміру фракцій, а висоти – до їхнього вмісту в породі (рис. 18). Для побудови стовпчастих діаграм на осі абсцис відкладають розміри фракцій у мм, а по осі ординат процентний вміст фракцій.

Таблиця 19

Результати гранулометричного аналізу

Розмір зерен (фракції) в мм	+2	+1	+0,5	+0,25	+0,1	+0,01	<0,01	Сума
Вага фракції (в г)	0,5	1,5	18	20	4	3,5	2,5	50

Вміст фракції (в %)	1	3	36	40	8	7	5	100

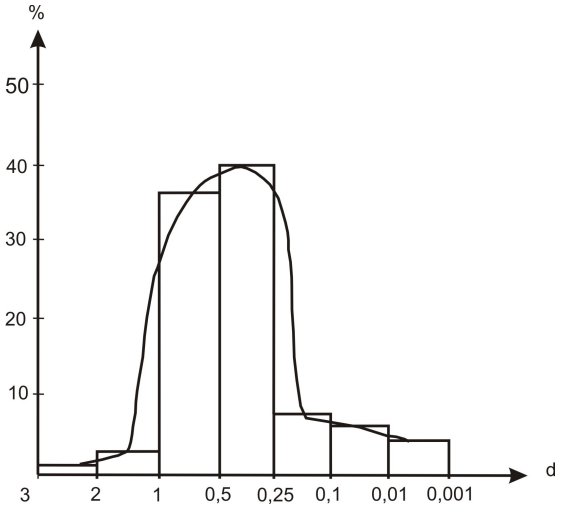


Рис. 18. Гістограма та крива розподілу фракцій уламкової породи.

За гістограмою визначаємо зернистість породи: якщо переважаюча фракція:

1–0,5 – пісок крупнозернистий,

0,5–0,25 – середньозернистий,

0,25–0,1 – дрібнозернистий.

Якщо переважають дві фракції, то спочатку вказується назва фракції з меншим, а потім з більшим процентним вмістом (напр., пісок середньо-крупнозернистий).

У нашому випадку визначаємо, що порода, взята для аналізу, – пісок крупно-середньозернистий із домішками алевриту і пеліту.

Криві розподілу отримують шляхом перетворення стовпчастих діаграм (гістограм). Для цього необхідно збільшувати число фракцій і звужувати інтервали для кожної фракції. По осі абсцис відкладають розміри фракцій у мм, а по осі ординат навпроти середини кожного інтервалу ставлять точку, яка відповідає процентному вмісту фракції. Згодом всі точки з’єднують лінією і отримують криву розподілу. Позитивом цього графіка є наочність і можливість показати окремо кожну фракцію. Негативною стороною можна вважати неможливість суміщати на одній діаграмі кількох аналізів, що

утруднює їх порівняння.

Циклограма – це графік, аналогічний гістограмі, тільки побудований у вигляді круга, розділеного на сектори, площі або дуги яких пропорційні вмісту фракцій (рис. 19). Кожному проценту на такому графіку відповідає дуга в 3,6º. Як і гістограма цей графік відображає результат тільки одного аналізу і для зіставлення масових аналізів він теж незручний.

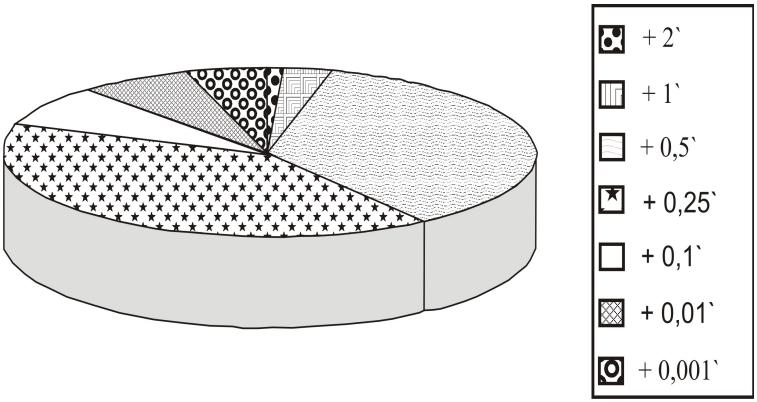


Рис. 19. Об'ємна циклограма гранулометричного складу уламкової породи.

Кумулятивні, або сумарні, наростаючі криві (або криві однорідності) використовують як для зображення одного аналізу і розрахунку деяких характерних коефіцієнтів, так і для співставлення кількох десятків аналізів.

Будуються вони також, як і гістограми, в прямокутних координатах, де по осі абсцис відкладаємо від'ємні логарифми діаметру фракцій, а по осі ординат – процентний вміст фракцій. (рис. 20). Криві будують за принципом наростання. Тобто спочатку відкладають процентний вміст найбільш грубої фракції і ставлять точку, а потім, додавши процентний вміст наступної за розміром фракції, отримують суму обох фракцій і визначають наступну точку графіка. Далі додають почергово кожну наступну фракцію і аналогічно відкладають відповідну точку. Точка ординати останньої фракції повинна знаходитися на рівні 100%. Отримані точки з'єднують плавною лінією – кумулятивна крива побудована.

Кумулятивні криві порівняно з гістограмами менш наглядні. Але за ними можна визначити вміст будь-якої фракції, навіть тих, які не визначались аналізом. Крім того цей вид графіка дозволяє наносити на одну діаграму ряд кривих і таким чином порівнювати

їх.

Масштаб: 1,00 : 50 мм (одна логарифмічна одиниця – 50 мм, тому 1 мм = -0,02).

Якщо розділити поле кумулятивної кривої на три частини: пісок, алеврит, пеліт, то побачимо, що досліджувана порода – пісок з невеликою кількістю алевриту і пеліту.

За кумулятивною кривою визначають середній розмір зерен Md (медіана) та коефіцієнт сортування за Траском (5) (див рис. 20)

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}} \qquad (5)$$

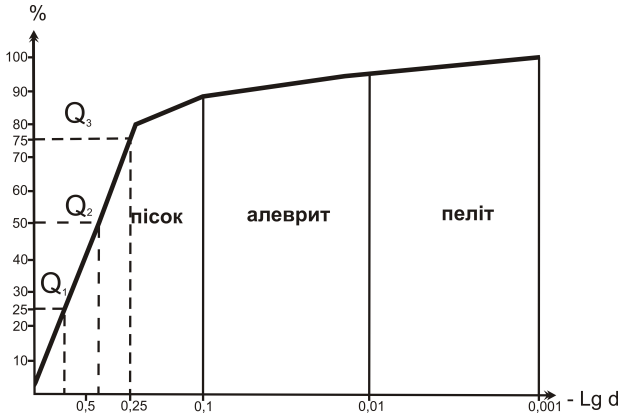


Рис. 20. Кумулятивна крива гранулометричного складу уламкової породи.

Для розрахунків щонайперше визначають квартілі Q_1, Q_2, Q_3, тобто розміри зерен, відносно яких вага більших за розміром частинок становить 25, 50 і 75% від ваги усього зразка. Для отримання квартілей проводять горизонтальні лінії через ординату на рівні 25, 50 і 75% до їх перетину з кумулятивною кривою, з точки перетину опускають перпендикуляр до осі абсцис і відраховують відповідну кількість міліметрів (тобто кількість логарифмічних одиниць) (див рис. 20). Щоб розрахувати діаметр частинок породи, слід взяти антилогарифми значень квартілей

Наприклад, у нашому випадку

Md = Q2 = 20 мм. Оскільки 1 мм = - 0,02, отримуємо значення

lg d для Q_2 – -0,4. За правилами логарифмічних обчислень перетворюємо це значення з від`ємного у додатне і беремо його антилогарифм (за таблицями Брадіса, 2010) [2]. Отримане число і буде відповідати фактичному значенню Q_2, тобто Md (в мм)

Md = 20 × (-0,02) = -0,4 = -0,4+1-1=1,6000=0,3981=0,40 мм

Цей розмір Md = 0,40 мм дає дані про те, що наша порода, – це пісок з середньостатистичною часткою d = 0,40 мм.

Для визначення коефіцієнта сортування S_0 необхідно спочатку знайти значення Q_1 і Q_3 (аналогічно Q_2).

Наприклад :

Q_1 = 10мм × (-0,02) = -0,2 =-0,2+1-1= 1,8000 = 0,6310 = 0,63 мм

Q_3 = 27мм × (-0,02) = -0,54 =-0,54+1-1= 1,4600 = 0,2884 = 0,29 мм

$$S_0 = \sqrt{\frac{Q_1}{Q_3}} = \sqrt{\frac{0,63}{0,29}} = 1,47$$

Величина S_0 характеризує сортування породи. Якщо S_0 = 1 – ідеально відсортована порода, тоді кумулятивна крива – пряма лінія.

Якщо S_0 – 1,01 – 1,52 – добре відсортована порода,

якщо S_0 – 1,52 – 2,12 – середньо відсортована порода, якщо $S_0 > 2,12$ – погано відсортована порода.

В нашому випадку порода добре відсортована (S_0 = 1,47).

Трикутні діаграми застосовують для зіставлення результатів багатьох (десятки, сотні) аналізів. Це основна перевага такого виду графіків перед раніше розглянутими. Зрозуміло, що побудова цих діаграм потребує ще більшого узагальнення щодо кожного аналізу: аналіз тут вже відображається однією точкою, оскільки при нанесенні на трикутну діаграму, яка дає можливість показати лише три компоненти (за кількістю вершин), фракції об’єднуються і відкладається їх сумарний вміст по групах. Як правило, в одну групу об’єднують піщані, в другу – алевритові фракції, а третю становить глиниста фракція. Якщо є гравій або галька, вони приєднуються до загальної піщаної фракції. Кожній вершині рівностороннього трикутника відповідає 100 % - ний вміст одної із трьох груп фракцій, а на протилежних до вершин сторонах будуть розміщені точки з нульовим значенням відповідних груп. Відповідно кожна точка, що відображає аналіз, всередині трикутника, буде мати три координа-

ти, котрі визначаються вмістом трьох груп фракцій; точки, які розміщені на стороні трикутника, мають дві координати (третя – дорівнює нулю), а три точки у вершинах – одну координату (100 % - ний вміст відповідної групи фракцій).

Для нанесення аналізів на трикутну діаграму за допомогою лінійки відраховують по висоті від сторони трикутника віддаль, яка відповідає вмісту даної групи фракцій, і проводять паралельну цій же стороні лінію. Аналогічно відкладають другу групу фракцій. У місці перетину цих ліній і буде лежати точка, яку будуємо. Для контролю правильності побудови графіка, як правило, відкладають і третю групу фракцій.

Поля, в яких групуються точки – аналізи – на діаграмі, об'єктивно, особливо при масових аналізах, відображають особливості гранулометричного складу: вони можуть бути зсунуті до вершин трикутника або ближче до центру, що відповідає різнозернистим породам.

Для визначення породи за результатами гранулометричного аналізу В. Т. Фролов (1964) запропонував «Трикутну класифікацію змішаних піщано-алеврито-глинистих порід» і відповідну таблицю «Номенклатура змішаних піщано-алеврито-глинистих порід»

Наприклад, у нашому випадку: піску і гравію разом – 88%; алевриту – 7%; пеліту – 5%.

За цими даними наносимо точки (рис. 21) і залежно від того, в яке поле трикутника вона потрапляє, визначаємо породу. Якщо в породі є гравій, то його на трикутнику позначаємо стрілкою – від побудованої точки вниз – і підписуємо «гравій».

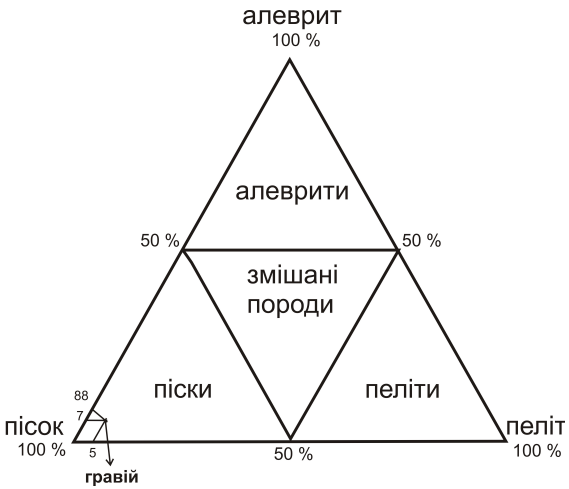


Рис. 21. Трикутна діаграма гранулометричного складу уламкової породи

За результатами аналізу робимо висновок: відібрана для аналізу проба – пісок слабоалевритистий, крупно-середньозернистий, добре відсортований.

Встановлено, що більшість уламкових порід (головно піщаних) підлягає логнормальному статистичному законові розподілу. Розрахунок статистичних параметрів (гранулометричних коефіцієнтів) для таких порід допомагає визначати генезис древніх відкладів.

На основі вивчення сучасних пісків встановлено, що річкові й еолові піски характеризуються позитивною асиметрією кривої розподілу гранулометричного складу, а морські та пляжні – негативною.

Критерієм для відділення еолових пісків від річкових є покращене сортування еолових пісків (рис. 22-24); пляжні відклади також сортовані краще, ніж річкові осади (рис. 25). Вельми погано сортовані флювіогляційні відклади (рис. 26) і діамікстити (мікстити[8]).

Значення ексцесу кривої розподілу у морських пісків зазвичай високе, а у річкових – низьке

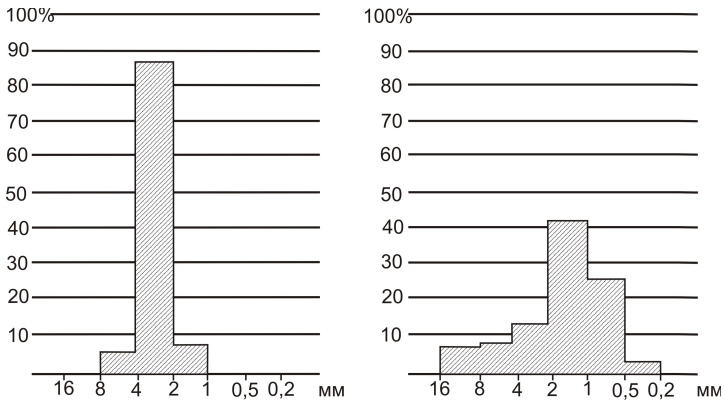


Рис. 22. Зіставлення гранулометричного складу двох пухких уламкових гірських порід (з використанням Гринсміт, 1981) Процентний вміст кожної фракції відображено площею прямокутника. Висота прямокутника пропорційна вмісту даної фракції у зразку А

[8] Мікстит - змішана осадова порода, яка містить 10-50% крупно- і грубоуламкового матеріалу (> 0.2 см). Виділяють гравійні, галькові та грубоуламкові мікстити, в яких переважають уламки відповідних класів зернистості. Термін введений у наукову літературу Л. Шермерхорном у 1966 р. (Систематика і класифікації..., 1998).

– добре відсортований пляжний гальочник, Північний Девон (87,7% частинок мають діаметр від 2 до 4 мм); Б – гірше сортований річковий гальорник

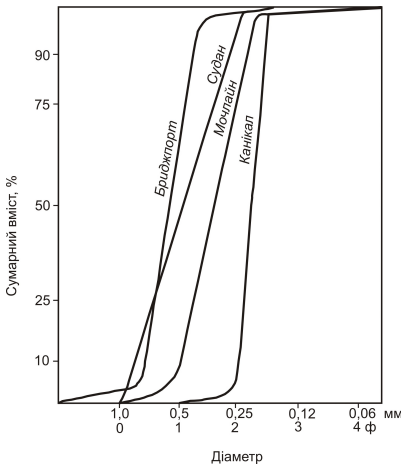


Рис. 23. Гранулометричний склад еолових пісків (з використанням Грінсміт, 1981). Представлені дані для таких зразків: пісковики Бантер (тріас, Бріджпорт, Англія); піски Нубійської пустелі (Канікал, Мадейра). Значна крутизна кумулятивних кривих свідчить про чудову сортованість.

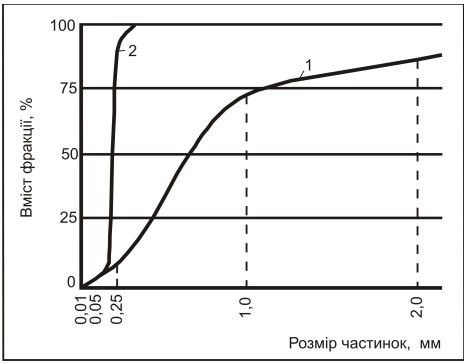


Рис. 24. Кумулятивні криві алювіального піску р. Москви (1) і барханного піску Каракуми (2)

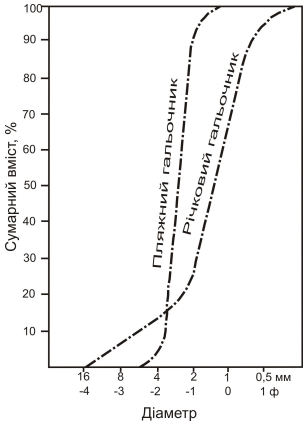


Рис. 25. Порівняння гранулометричного складу двох пухких уламкових гірських порід (кумулятивні криві за Грінсміт, 1981). Добре відсортований гальочник характеризується стрімко нахиленою кривою, а гірше сортований річковий гальочник – більш полого нахиленою кривою

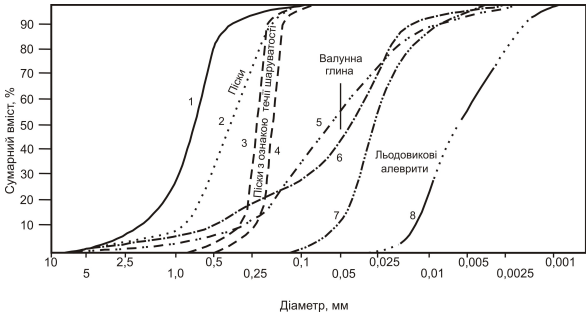


Рис. 26. Гранулометричний склад деяких льодовикових і флювіогляційних відкладів Північної Америки за Грінсміт, 1981). Валунні глини (5,6) характеризуються поганим сортуванням.

Інші відклади є краще сортованими і відображають різний ступінь впливу водного транспортування. Алеврити (7,8) характеризуються чітким максимальним граничним діаметром зерен, проте для них гірше виражений мінімальний розмір частинок; це характерне для різнорозмірного матеріалу, що осаджується зі суспензій.

Геологічна інтерпретація гранулометричних даних. Фракційний склад осадків є функцією гранулометричного складу порід областей зносу, динаміки середовища переносу, динаміки середовища седиментації, фізико-хімічних і хімічних умов формування осадків. Однак конкретне вираження зв’язку гранулометричного спек-

тру і окремих його фракцій з дією того чи іншого фактору вивчено ще недостатньо. В існуючих багаточисельних методах геологічної інтерпретації даних гранулометричного аналізу можна виділити три групи: по кумулятивним кривим, по кривим розподілу (ЕПР) і по сполученню параметрів за допомогою генетичних діаграм

9. РОЗДІЛЕННЯ МІНЕРАЛІВ ЗА ЩІЛЬНІСТЮ І ЗА МАГНІТНИМИ ВЛАСТИВОСТЯМИ

Необхідність розділення мінеральної суміші піщаних і алевритових порід виникає у зв'язку з вирішенням різних задач: вивчення речовинного складу руд родовищ корисних копалин, кореляція осадових товщ по асоціаціям і типоморфним особливостям акцесорних мінералів, визначення абсолютного віку, розшифрування даних геохімічного опробування.

У проведенні досліджень, пов'язаних з вивченням акцесорних мінералів осадових порід, коли одного петрографічного дослідження недостатньо, фракціонування мінеральної суміші необхідне головно для концентрування акцесорних мінералів. При визначенні вмісту окремих акцесоріїв їх концентрат додатково фракціонують і вивчають мінеральний склад фракцій. Нарешті, для вивчення властивостей і складу окремих акцесорних мінералів виділяють їх мономінеральні фракції.

До останніх років в практиці мінералогічного дослідження застосовують переважно метод розділення в важких рідинах і магнітну сепарацію. І лише зараз використовують інші методи: гравітаційне збагачення на концентраційному столі і гвинтовому сепараторі, електромагнітну і електростатичну сепарацію і флотацію.

Розділення мінералів в важких рідинах. При мінералогічних дослідженнях цей метод використовують найчастіше. Серед важких використовують органічні рідини і солі важких металів. З органічних рідин застосовують бромоформ $CHBr_3$ (2,85)[9], рідина Клеричі – розчин $CH_2(COOTl)_2$ і HCOOTl (4,25), тетраброметан $C_2H_2Br_4$ (2,90), йодистий метилен CH_2I_2 (3,32). З рідин цієї групи особливо широко застосовують бромоформ (для визначення суми важких акцесорних мінералів від більшої частини породотвірних) і йодистий метилен (для додаткового розділення важкої фракції).

З водних розчинів важких металів використовують рідину Тулє (розчин $HgI_2 2Kl$) (3,2); рідину Рорбаха (розчин $HgBr_2BaI_2$) (3,45). Особливо популярним є застосування рідини Тулє завдяки її

[9] Цифри в дужках – густина

здатності змішуватись з водою[10]. Це дозволяє використовувати її для виділення з моно мінеральних сумішей фракції з вузьким інтервалом густин а в багатьох випадках мономінеральних. Проте ця рідина реагує з металами і сульфідами металів, крім того, її не можна використовувати для розділення сумішей, які вміщують розчинені у воді мінерали.

Суміш мінералів у важкій рідині поділяється на легку і важку фракції або простим відстоюванням, або в центрифугах.

Розділення в важких рідинах[11] методом відстоювання здійснюється в ділильних воронках, а іноді в чашках. Для розділення беруть не менше 2 г фракції гранулометричного аналізу. (Методи визначення Ч1, с. 31).

10. ІМЕРСІЙНИЙ МЕТОД

В практиці вивчення осадових порід широко застосовується імерсійний метод – визначення мінералів в зернах, в порошках, приготовлених з породи, або у фракціях, одержаних при гранулометричному аналізі. В залежності від цілі дослідження зерна попередньо розділяють важкою рідиною на легку і важку фракції або ж вивчають без такого розділення. Суть цього методу полягає у визначенні під мікроскопом оптичних властивостей мінеральних зерен, поміщених в оптично ізотропне середовище, яке має певний показник заломлення. Серед імерсійних середовищ застосовують різні органічні рідини, змішаних між собою і які складають набір з 98 еталонів з показниками заломлення від 1,400 до 1,780, в якому суміжні рідини відрізняються за значенням показника заломлення на 0,003-0,013. Більш високозаломлюючі рідини одержують на основі розчинів сірки, трьохбромистого арсену та розчинів жовтого фосфору і сірки в йодистому метилені. Ще більш високі показники заломлення визначають в імерсійних сплавах (суміші пиперину з йодидами миш'яку, сурми та сірки з селеном).

Визначення показників заломлення імерсійним методом є найбільш простим для оптичних ізотропних мінералів. Для мінералів анізотропних одновісних визначають головні показники заломлення n_o і n_e для двохвісних – n_g, n_m і n_p. Для їх знаходження вибирають певні орієнтовані розрізи зерен мінералів і визначають показники заломлення при двох положеннях загасання.

---

[10] Розбавлення рідини Тулє водою можна одержати важкі рідини з густиною від 1,02 до 3,2 г/см^3

[11] В процесі роботи з важкими рідинами виникає необхідність визначення їх: 1) зважуванням певного об'єму рідини в мірній колбі, 2) в пікнометрі, 3) шляхом використання набору мінералів-еталонів, 4) по показникам заломлення рідин.

Порівняння показників заломлення мінералу і імерсійної рідини проводиться шляхом спостереження ефекту (смужки) Бекке. Якщо зерно мінералу має показник заломлення вище показника заломлення рідини, то при підйому тубусу мікроскопа смужка рухається на мінерал, при опусканні – на рідину. Коли показники заломлення мінералу і рідини рівні, смужка Бекке в монохроматичному світлі зникає і границю розділення не видно, якщо вона нічим не забруднена.

В поліхроматичному світлі, яким зазвичай користуються, в цей момент смужка набуває райдужного забарвлення. При підйомі тубуса червона смужка переміщується на високозаломлююче середовище, синя на низькозаломлююче, причому рухомість смужок однакова (рівність показників заломлення для жовто-зеленої частини спектру 589 мкм). При опущенні тубуса, навпаки, червона переміщується на низькозаломлююче середовище, синя – на високозаломлююче. Це явище пов'язано з великою різницею між дисперсією імерсійних рідин і мінералів. Якщо одна зі смужок залишається на місці (нерухома), то досягнута рівновага показників заломлення для відповідної частини спектру (червоної або синьої). Визначення показника заломлення зводиться до підбора рідини, показник заломлення як дорівнює показнику заломлення мінералу.

Для визначення поширених мінералів важкої і легкої фракції по таблицям необхідно знати показник заломлення (приблизно), осність, знак кристалу, забарвлення мінералу (якщо забарвлений) і знак видовження[11].

На основі цих даних визначений мінерал попадає в одну з граф таблиці, де знаходиться від одного-двох до п'яти-шести мінералів. Читаючи їх опис і використовуючи додаткові дані (двозаломлення мінералу, характер згасання, кут згасання, спайність, форма та ін.), виключають невідповідні мінерали за указаними ознаками (Методи визначення Ч1, с. 35).

Приклади опису легкої та важкої фракції в імерсії. Пісок пляжу Нарвської затоки дрібнозернистий з перевагою фракції 0,160-0,125 мм, вміст якої складає 52,5%. Ця фракція в кількості 2 г розділена важкою рідиною з густиною 2,85 г/см^3, вихід важкої фракції 0,3%.

Легка фракція. Ця фракція складається з кварцу, польових шпатів, уламків порід, кальциту (одиничних черепашок молюсків) і

[11] При вивченні легкої фракції зручно брати рідину з показником заломлення 1,540-1,542, в якій легко відокремлюються ортоклаз, мікроклин, кислі плагіоклази, опал і гіпс (n<1,540) від кварцу, середніх та основних плагіоклазів і слюд (n>1,540).

глауконіту.

Кварц у вигляді кутастих, злегка обкатаних зерен, з нормальними оптичними властивостями, іноді зустрічаються зерна з включеннями (рідини, мінералів) і хвилястопогасаючі.

У польових шпатах переважає ортоклаз у вигляді гострокутних і таблитчастих зерен з $n<1,540$, з низьким двозаломленням, двовісний, від'ємний. Зерна бурувато-рожеві, досить свіжі, але зустрічаються і вивітрілі – пелітизовані. В невеликій кількості присутній кислий плагіоклаз, судячи по кутах симетричного погасання в розрізах _|_010, які дорівнюють 16-18^0, та показнику заломлення $n_p^{>}1,540$, плагіоклаз представлений олігоклазом № 30-32.

Уламки порід зустрічаються в невеликій кількості - - це зерна кварцитів, алевролітів, доломіту ($n_e>1,675$).

Кальцит представлений уламками черепашок молюсків – одиничні знаки.

Глауконіт присутній у вигляді овальних зерен, іноді уламків, зелений. $1,600< n_g<1,634$ з характерним агрегатним інтерференційним забарвленням зі середньою силою двозаломлення.

Вміст, %: кварцу 76, ортоклазу 17, плагіоклазу 3, уламків порід 3, глауконіту<1, уламків черепашок молюсків – сліди.

<u>Важка фракція</u>. В цій фракції виявлені магнетит, ільменіт, рогова обманка, піроксен, гранат, циркон, турмалін, рутил, апатит, біотит, мусковіт, епідот і дистен.

Магнетит – у вигляді зерен неправильної форми, іноді зі слідами граней кристалів. У відбитому світлі сріблясто-сірий з металічним блиском, реагує на магніт. Часто покритий іржаво-бурими плівками.

Ільменіт представлений овальними зернами, на 50-70% заміщеними лейкоксеном, у відбитому світлі сталево-сірий.

Рогова обманка звичайна зелена, зустрічається у вигляді видовжених зерен і призматичних кристалів. Плеохроїзм по осі n_g зелений, темно-зелений, по n_p світло-зелений, $n_g>1.650$, $n_p<1,650$, двозаломлення високе, погасання з $n_g=17^0$.

Піроксен – зелений у вигляді зерен призматичного габітусу, плеохроїзм по осі n_g зелений, по n_p червонуватий, погасання пряме, видовження додатне, показник заломлення в рідині 1,700, $n_g>n$ рідини. За указаними ознаками, мабуть, ромбічний піроксен – гіперстен (?).

Гранати – рожеві і безбарвні з високим показником заломлення, ізотропні, форма зерен кутаста, неправильна. Показник заломлення > 1,770, що свідчить про відсутність альмандинових гранатів.

Циркон – у вигляді овальних зерен і призматичних кристалів, увінчаних пірамідою. Показник заломлення високий, двозаломлення дуже високе, погасання пряме.

Турмалін – у вигляді уламків неправильної форми, часто видовжених, іноді призматичні кристали. Турмалін коричневий, плеохроїчний, n_o=1,636±0,002, n_e<1,650, двозаломлення високе, погасання пряме.

Рутил зустрічається у вигляді червоно-коричневих видовжених зерен з високим показником заломлення (навколо зерен темна облямівка в рідині з n=1,700) і високим двозаломленням, погасання пряме. Крім того, зустрінуті листочки біотиту з сагенітовою сіткою із дрібних кристалів рутилу майже зовсім безбарвних або слабо забарвлених.

Слюди (мусковіт і біотит) присутні у вигляді листочків, що лежать на базопінакоїді (001), з хмарним погасанням і низьким інтерференційним забарвленням (розрізи майже перпендикулярні до гострої бісектриси). Для мусковіту $n_g \approx n_m$=1,650÷1,56.

Апатит представлений тільки двома зернами: одне яйцевидної , а друге призматичної форми. Погасання пряме, видовження від'ємне, n_o=1,636±0,002, n_e=1,632±0,002, двозаломлення 0,004.

Епідот знаходиться у вигляді неправильної форми зерен і уламків з характерним пляшковим (зеленим) кольором, з помітним плеохроїзмом і дисперсією (не гасне у схрещених ніколях). Показники заломлення >1,700, двозаломлення високе.

Кіаніт представлений кутасто-обкатаними зернами з одною системою тріщин спайності, безколірний, n>1,700, двозаломлення низьке, погасання відносно видовження приблизно 30^0.

Вміст, %: магнетиту і ільменіту (рудних) 50%, рогової обманки – 22, гранату – 18, циркону – 5, турмаліну – 1,5, рутилу – 1, біотиту – 0,5, мусковіту – 1,0, дистену – 1, апатиту – сліди.

Таким чином, піски пляжу Нарвської затоки характеризуються гранат-амфібол-рудною асоціацією мінералів важкої фракції і польовошпатово-кварцової – легкої фракції.

Дослідження фракцій діаметром більше 0,25-0,50 мм проводиться за допомогою бінокуляра за методикою, прийнятою у шліховому аналізі. Шліховий аналіз припускає, що шліхи (концентрати) відмиваються у полі, а в лабораторії проводиться їх вивчення. Але якщо шліхи не відмивались у полі, можна, при наявності достатньої кількості матеріалу, їх відмити в лабораторії або, якщо це неможливо, вивчити гранулометричні фракції за методикою шліхового аналізу (під бінокуляром) з контролем імерсійним методом.

11 РЕАКЦІЇ ЗАБАРВЛЮВАННЯ

Для уламкових компонентів одним з шляхів діагностики являються реакції забарвлювання. Відомо, що серед уламкових зерен суттєва роль належить польовим шпатам. А.Габріелєм і Є.Коксом (1929) був запропонований метод визначення калієвих польових шпатів за допомогою забарвлення. Порода оброблюється парами фтористоводневої кислоти, яка розкладає силікати і звільнює калій з поверхні польових шпатів. При подальшій обробці розчином кобальтинітриту натрію $Na_3[Co(NO_2)_6]$ на поверхні калієвих польових шпатів з'являється яскраве лимонно-жовте забарвлення, а на плагіоклазах залишається білий наліт.

Забарвлення польових шпатів можна проводити в рихлих взірцях, на поверхні полірованих взірців і у відкритих шліфах. Тривалість протравлювання взірців від 15-20 сек. до 4-5 хв. Після травлення взірці поміщають у ванночку з розчином $Na_3[Co(NO_2)_6]$ на 2-5 хв. і потім промивають.

Для визначення плагіоклазів запропоновано декілька барвників. К.Хейз і М.Клюгман запропонували після забарвлення розчином кобальтинітриту натрію обробляти суміш мінералів 0,5%-ним розчином еозину-В протягом 3 хв., потім промивати і висушувати. Плагіоклази при цьому забарвлюються у рожевий колір, а калієві польові шпати – в оранжево-жовтий.

Крім того, для визначення плагіоклазів використовується реакція заміщення кальцію барієм при обробці їх 5%-ним розчином хлористого барію; при забарвленні оброблених мінералів родизонатом калію утворюється родизонат барію (Бігай, 1960; Кулькін, Зворигіна, 1960).

12 ХІМІЧНИЙ АНАЛІЗ

При дослідженні уламкових порід застосовують валовий хімічний аналіз. Визначають в породі в цілому або в окремих фракціях або ж в цементуючій масі вміст основних породотвірних компонентів.: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MnO, CaO, MgO, K_2O, Na_2O, P_2O_5, SO_3, CO_2, H_2O, а у випадку необхідності Cu, Ni, V та ін. Це особливо важливо, коли породи являються рудоносними: мідисті пісковики, уламкові породи, які вміщують підвищені концентрації Mn, V, рідких і радіоактивних елементів.

В останні роки робляться спроби за даними хімічних аналізів уламкових порід визначити вміст них головних компонентів: кварцу, польових шпатів, уламків порід і глинистої речовини в цементі

(Шванов, 1974). Використовується деяка залежність між хімічним складом теригенних порід і їх мінеральними типами: зміни у складі уламкових компонентів природно супроводжуються таковими валового хімічного складу порід.

Варіації у вмісті основних компонентів породи приводять до зміни у вмісті хімічних елементів. Це створює, при відомому допущенні, можливість діагностики цих компонентів за складом породотвірних окислів. При цьому приймають деякі допущення і групування окислів, з тим щоб звести їх число до числа компонентів, що визначаються. Для цілей діагностики використовують параметри: SiO_2 – параметр, який відбиває кількість окислів у силікатах і алюмосилікатах; $FeO''= Fe_2O_3 + FeO + Mg$ – параметр, який відбиває кількість окислів, заключних в мінералах немічної групи; $Na_2O'= Na_2O + K_2O$ – те саме, в польових шпатах і $Al_2O_3'= Al_2O_3 + TiO_2$ – в алюмосилікатах і титанвміщуючих мінералах.

Різні типи уламкових порід при нанесенні їх на діаграму по параметрам SiO_2, Na_2O', FeO'', Al_2O_3' уособлюються в окремі поля (табл. 21). Загальна схема визначення мінерального типу уламкової породи за хімічним складом виглядає наступним чином.

1. Вираховуються молекулярні кількості окислів, одержаних за даними хімічного аналізу складу, і обраховуються параметри: SiO_2, Na_2O', FeO'', Al_2O_3' (див. табл. 20). При великій кількості CO_2 і SO_3 вводяться поправки на присутність карбонатів і сульфатів.

2. По значенню параметра Al_2O_3' установлюється належність до глинистої або піщаної породи. Якщо $Al_2O_3'>180$, то це глиниста порода або рідко зустрінутий тип плагіоклазових пісковиків, якщо $Al_2O_3'<180$, то порода відноситься до піщаного типу.

3. За значеннями головних параметрів наносяться точки на ліву та праву частини діаграми (див. табл. 20) і визначається загальний мінеральний тип породи.

Таблиця 21

Схема розрахунку параметрів хімічного складу осадової породи

Окисли	Масова доля, %	Молекулярна кількість, відн. од. (х1000)
SiO_2	73,18	1219
TiO_2,	0,40	5
Al_2O_3	8,17	80
Fe_2O_3	0,32	2

FeO	3,27	45
MnO	0,07	-
MgO	2,55	63
CaO	3,62	-
K_2O	1,70	18
Na_2O	1,51	24
P_2O_5	0,12	-
CO_2,	2,72	-
H_2O	0,03	-
п.п.п.	2,98	-
	100,64	

Молекулярні кількості окислів вираховуються діленням масової долі окислів, %, (за даними хімічного аналізу) на відносну молекулярну масу даного окислу. Наприклад, масова доля SiO_2 = 73,18%. Відносна молекулярна маса SiO_2 =60. Молекулярна кількість SiO_2 = 73,18 : 60 = 1,219. На практиці, щоб уникнути дробових значень, одержаний результат помножують на 1000. Далі знаходять суми молекулярних кількостей, які представляють собою параметри:

$$Na_2O' = Na_2O + K_2O = 24 + 18 = 42;$$
$$FeO'' = Fe_2O_3 + FeO + MgO = 2 + 45 + 63 = 110;$$
$$Al_2O_3' = Al_2O_3 + TiO_2 = 80 + 5 = 85.$$

Фізико-хімічні і фізичні методи (рентгеноструктурний, термічний аналіз і електронна мікроскопія) дослідження при вивчення уламкових порід використовують обмежено. Так, рентгеноструктурний і термічний аналіз застосовують головним чином для діагностики глинистого та деяких інших цементів; у випадку, якщо мінерали дуже тонкозернисті (діаметр частинок <0,005 мм), і в шліфах і в імерсії діагностика їх утруднена.

Електронна мікроскопія також знаходить собі застосування в специфічних випадках, наприклад, для вивчення поверхні кварцових зерен (в осадках і в породах – пісках, пісковиках та ін.). По характеру поверхні можна судити про способи транспортування і умови утворення осадків і порід. Для вузьких цілей визначення осадових порід вони не мають суттєвого значення.

13. ВИВЧЕННЯ ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНИХ ЗМІН УЛАМКОВИХ ПОРІД

При вивченні піщаних і алевритових порід важливо визначен-

ня ступеню їх зміни. Якісно ступінь зміни визначається по парагенезисам аутигенних мінералів, що знаходить відбиття в описі шліфів (див. опис пісковиків, а також глинистих сланців). Кількісними індикаторами ступеню постдіагенетичних змін являються показники заломлення і відбивна здатність органічної вуглистої речовини, її найбільш однорідної маси – вітриніту. Однак багато піщаних та алевритових порід не вміщують органічної вуглистої речовини і визначення цих параметрів являється дуже трудомісткими, тому рекомендується експрес-метод визначення коефіцієнту К, який показує ступінь зміни структури пісковиків і алевритів (Орлова, 1974).

Фізичний смисл коефіцієнту К. Цей коефіцієнт призначений для визначення ступеню зміни піщаних порід і рекомендується для кількісної оцінки і картування зон вторинних змін цих порід від раннього катагенезу до пізнього метагенезу.

Коефіцієнт К представляє собою питому (по відношенню до периметру) протяжність контактів між уламковими зернами (6):

$$K=2\sum l_к/\sum l_n, \qquad (6)$$

де $\sum l_к$ – сумарна протяжність контактів між уламковими зернами; $/\sum l_n$ – сумарна протяжність периметрів всіх зерен.

У випадку найбільш щільної упаковки, коли всі зерна контактують по всьому периметру ($2\sum l_к=\sum l_n$), К=1, в решта випадках К<1.

Раніше було визначено, що (7-8)

$$\sum l_к = (\pi/2)n_k; \qquad (7)$$
$$\sum l_n = (\pi/2)n_n \qquad (8)$$

де n_k, n_n – число перетинів контактів між зернами і контурів зерен, яке приходиться на одиницю довжини лінійки окуляр-мікрометру відповідно.

Розрахункова формула для К, одержана шляхом підстановки у рівність (1) формул (2) і (3), має вигляд

$$K = 2\ n_k/\ n_n = n_k/(\ n_n/2).$$

З ціллю спрощення техніки вимірів підраховується n_n, тобто число перерізів зерен уздовж лінійки окуляр-мікрометру. В наведеному прикладі n_k=6, $n_n/2$=9, К=6/9=0,67.

Визначення К для шліфа проводиться на основі його розрахунку по ряду січних ліній, які довільно орієнтовані і рівномірно

охоплюють площу шліфа. Підрахунок кількості контактів і перерізів уламкових зерен проводиться водночас за допомогою двох клавіш механічного лічильника у вигляді наростаючих підсумків. Для цієї цілі можна використовувати механічний лічильник типу „Лейконор” (Німеччина) або 11-клавішний медичний лічильник вітчизняного виробництва.

Точність визначення К знаходиться в прямій залежності від числа зерен, які приймають участь у розрахунку. Для забезпечення точності визначення К в одному шліфі порядку ±5% необхідно, щоб кількість зерен була не менше 150-200. При збільшенні 72^x для цього достатньо провести виміри по 20 лінійкам окуляр-мікрометру для дрібнозернистих і по зо – для середньозернистих пісковиків. Перед початком праці рекомендується провести контрольний розрахунок К на еталонному шліфі.

Умови визначення К. Літологічні особливості піщаних порід обумовлюють певний розкид значень К в межах однієї і тієї ж стадії постдіагенетичних змін. Цей розкид можна зменшити шляхом збільшення кількості вимірів або підбором шліфів. В останньому випадку рекомендується вивчати приблизно однакові за розміром зерен пісковики або алевроліти, некарбонатні або слабокарбонатні з базально-поровим або поровим цементом. В загальному випадку К для даної стадії вторинних змін піщаних порід оцінюється середнім значенням по декільком шліфам. Точність оцінки знаходиться в прямій залежності від кількості досліджених шліфів. Наприклад, для одержання К з точністю ±5-7% необхідно визначити К як середнє з вимірів на 5-10 шліфах. Збільшення мікроскопу повинно бути постійним. Теоретичні розрахунки показали, що при малих збільшеннях мікроскопу (28^x і $17,5^x$) значення К значно більше, ніж при середніх збільшеннях (72^x і 100^x).

При додержанні описаних умов одержаний чіткий зв’язок між середніми значеннями К пісковиків Донбасу і марочним складом вміщеного вугілля. Цей зв’язок одержаний в основному для середньозернистих (0,25-0,5 мм) пісковиків олігоміктового складу, некарбонатних або слабокарбонатних, з вмістом цементу не більше 25% при збільшенні 9^x-8^x (в окремих випадках 20^x-5^x).

Коефіцієнт К зростає від 0,33 (для пісковиків, які вміщають буре вугілля) до 0,91 (для пісковиків, киї вміщають найбільш метаморфізовані антрацити). Найбільш інтенсивне зростання питомої протяжності контактів зерен в пісковиках відбувається в ранньому катагенезі і зі збільшенням ступеню вторинних змін зменшується.

Спеціальний аналіз і порівняння ефективності різних методів

кількісної оцінки ступеню постдіагенетичних змін структури піщаних порід показав, що метод, оснований на визначенні коефіцієнту К, відрізняється від відомих аналогічних більш високою продуктивністю (час одного визначення триває приблизно 20 хв.) і диференціюючою здатністю.

За коефіцієнтом К розрізняють наступні стадії і етапи зміни теригенних порід (табл. 21):

Таблиця 21

Значення коефіцієнту К для визначення постдіагенетичних змін уламкових порід

Стадія	К
Ранній катагенез	0,28-0,57
Середній і пізній катагенез	0,55-0,73
Ранній метагенез	0,75-0,90
Пізній метагенез	>0,90

Додаток А

Приклади петрографічного опису шліфів

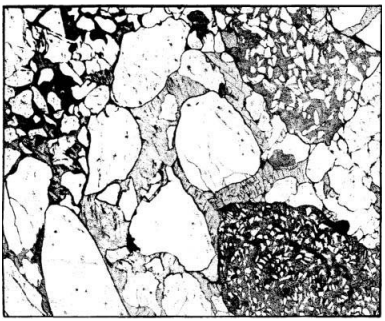


Рис. 1. Псефоппсамітова структура.
Пісковик різнозернистий, гравійний з крупнокристалічним (пойкілокластичним) кальцитовим цементом. Для структури характерною є наявність несортованих піщинок (кварцу, польового шпату, глауконіту, хлориту) розміром від 0,15 до 1 мм і невеликою домішкою гравію. Гравійні частинки представлені кварцом і уламками глинистого алевроліту. Нижній кембрій. Білорусія, м. Брест. З кол. Е. П. Брунс. Замальовка В. П. Леонова. Х 30, без аналізатора

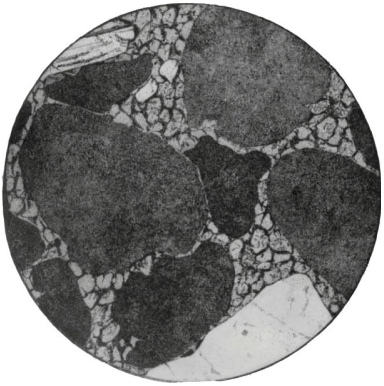
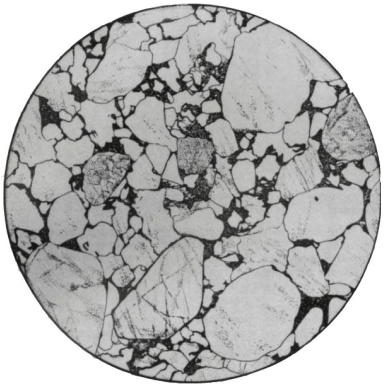


Рис. 2. Різнозерниста псамітова структура. Пісковик кварцово-глауконітовий з тонкозернистим доломітовим цементом. Уламкові зерна мають розмір від 0,15 до 1 мм представлені глауконітом овальної подекуди лапчатоподібної форми. В меншій кількості є зерна кварцу і зрідка уламки кварциту і сланцю. Верхньокрейдовий вік. Східний борт Тургайського прогину. З кол. Б. М. Михайлова. Замальовка В. П. Леонова. Х 65, без аналізатора



Різнозерниста псамітова структура в пісковиках різного речовинного складу і ступеню сортування

Рис. 3 Пісковик поліміктовий, різнозернистий з поровим глинистим цементом. Невідсортовані за розмірами (від 0,1 до 1 мм) кутасті і напівобкатані зерна кварцу, часто тріщинуватоподібні, уламки кременистих порід і кварциту, поодинокі зерна польового шпату. (Прибережноморські відклади?). Нижньоюрські відклади. Північний Кавказ, р. Велика Лаба. З кол. Н. В. Ренгартен. Замальовка В. П. Леонова. Х 30, без аналізатора

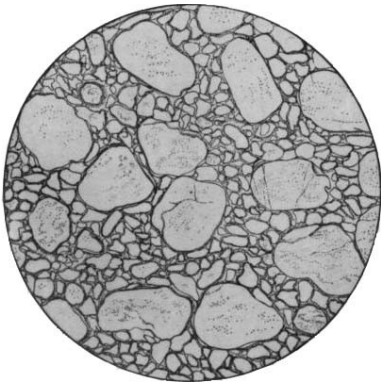
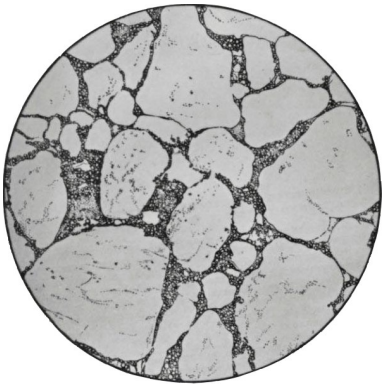


Рис. 4. Пісковик кварцовий, різнозернистий з регенераційним кварцовим цементом. Окатанні і напівобкатанні зерна кварцу, зрідка уламки кварциту представлені лише дрібно- і крупнозернистими фракціями (від 0,1 до 0,25 і від 0,5 до 0,8 мм). (Еолові відклади?) Верхній протерозой, поліський комплекс. Білорусія, м. Орша. З колекції. Є. П. Брунс. Замальовка В. п. Леонова. Х 30, без аналізатора



Різно- і крупнозерниста псамітова структури в мономінеральних пісковиках

Рис. 5. Пісковик кварцовий, різнозернистий з тонкоагрегатним фосфоритовим цементом. Уламковий матеріал представлений кварцом і поодинокими уламками кварциту різного розміру (від 0,1 до 1,5 мм в діаметрі). Форма зерен напівобкатана, зрідка обкатана. Середньоордовікський вік. Східний Сибір, р. Ілим. З кол. В. Н. Домініковского. Замальовка В. П. Леонова. Х60, без аналізатора

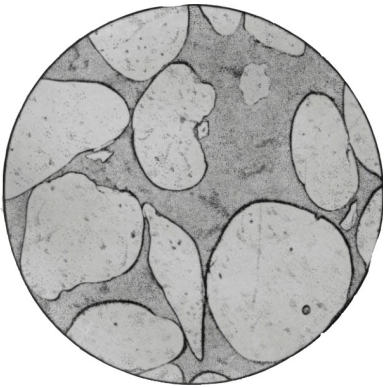
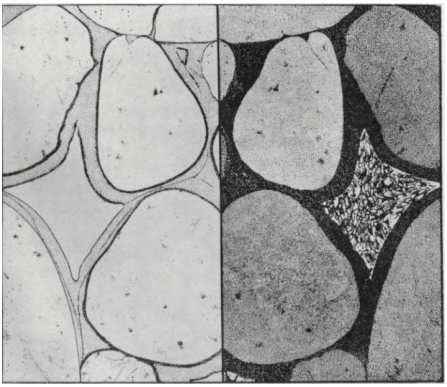
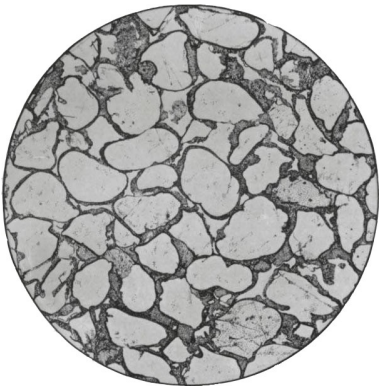


Рис. 6. Пісковик кварцовий, крупнозернистий з базальним аморфним опаловим цементом. Уламковий материал представлений окатаними і напівокатаними зернами кварцу розміром від 0,5 до 1 мм. Палеогеновий вік, р. Північний Донець. З кол. Б. К. Лихарева, Геологічний музей ВСЕГЕІ. Замальовка В. П. Леонова. Х60, без аналізатора



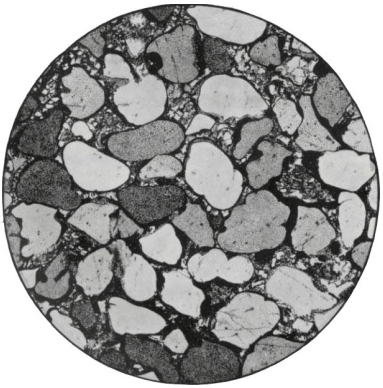
а *б*

Рис. 7. Пісковик кварцовий, крупнозернистий зі змішаним опалово-халцедоновим плівково-поровим цементом. Обкатанні зерна кварцу розміром від 0,40 до 1 мм зцементовані опалово-халцедоновою речовиною Уламки зерен кварцу представлені опалом, а пори заповнені халцедоном. Верхньокрейдовий вік. Курська область, г. Цигри. З кол. Денисової, Геологічний музей МГРІ. Замальовка В. П. Леонова. Х 50, а - без аналізатора, б - с аналізатором



Середньозерниста псамітова структура в мономінеральному пісковику зі змішаним типом цементації

Рис. 8. Пісковик середньозернистий, кварцовий з опалово-халцедоновим цементом. Для структури характерною є наявність добревідсортованих (0,25-0,40 мм) обкатаних, деколи зі слідами корозії зерен кварцу. Довкола піщинок спостерігається жовто-бура плівка опалу, а пустоти між зернами виповнені халцедоном. Цемент плівковий і виповнення пор. (Морські відклади). Палеогенові відклади. Казахстан, р. Сари-Су. З кол. В. Н. Разумової і К. В. Никифорової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора



Середньозерниста псамітова структура в мономінеральному пісковику зі змішаним типом цементації

Рис. 9. Песковик середньозернистий, кварцовый з опалово-халцедоновим цементом. Для структури характерною ознакою є наявність добревідсортованих (0,25-0,40 мм) обкатаних, зрідка зі слідами корозії зерен кварцу. Навколо піщинок спостерігається жовтувато-бура плівка опалу, а пустоти між зернами виповнені халцедоном. Цемент плівковий і виповнення пор. (морські відклади?). Палеоген. Казахстан, р. Сари-Су. З кол. В. Н. Разумової і К. В. Никифорової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, з аналізатором

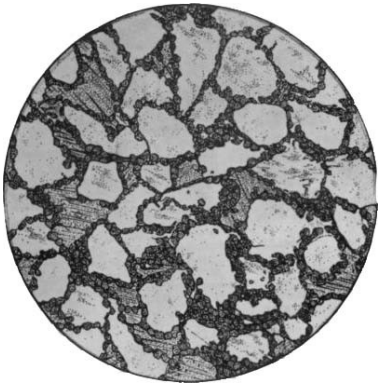


Рис. 8. Середньозерниста псамітова структура. Пісковик середньозернистий, поліміктовий з карбонатним цементом крустифікації і виповнення пор. Кутасті, зрідка напівобкатані піщинки розміром від 0,25 до 0,40 мм представлені уламками кременистих порід і кварциту, зернами кварцу і хлориту. Навколо піщинок спостерігається бура кірочка з ромбоедричних і кулястих зерен сидериту, а порожнини між піщиками виповнені кальцитом. Цементація змішана. (Континентальні відклади, фація підводної дельти?) Нижній карбон. Казахстан, Караганда. З кол. Н. В. Ренгартен. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

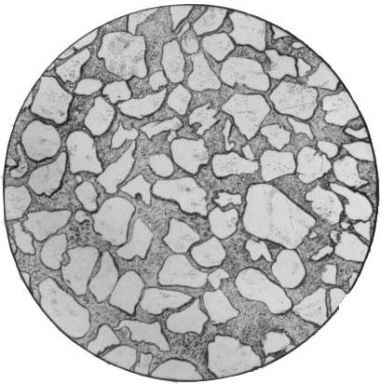


Рис. 9. Дрібнозерниста псамітова структура. Пісковик польовошпатово-кварцовий з аморфним опаловим цементом. Для структури характерними є кластичні зерна розміром від 0,1 до 0,25 мм. У мінеральному складі домінує кварц, в меншій кількості трапляються польові шпаты. Поряд з обкатаними зернами трапляються і кородовані зерна. Верхня крейда. Амурська обл., г. Богучан. З кол. В. П. Ренгартен, Геологічний музей ВСЕГЕІ. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

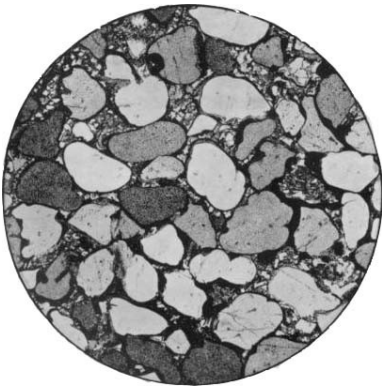


Рис. 10. Дрібнозерниста алевропсамітова структура. Пісковик алевритовий, олігоміктовий з сидеритовим корозійним цементом. Роз'їджені зерна кварцу і польових шпатів, розміром від 0,10 до 0,25 мм, з помітною домішкою алевритових частинок, що зцементовані тонкозернистим сидеритом. Сидерит не лише виповнює простір між уламковими зернами, проте й інтенсивно їх роз'їдає, нерідно надаючи зернам чудернацької форми. Верхній протерозой. Сибір, Ангаро-Пітський бассейн. З кол. Н. І. Юдина. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

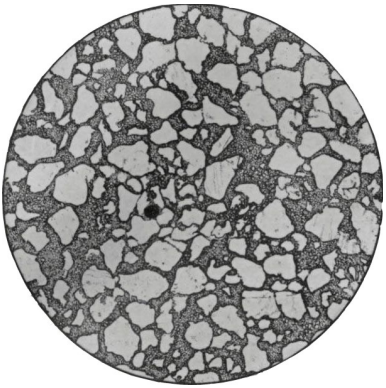


Рис. 11. Дрібнозерниста алевропсамітова структура. Пісковик алевритовий, олігоміктовий з сидеритовим корозійним цементом. Роз'їджені зерна кварцу і польових шпатів, розміром від 0,10 до 0,25 мм, з помітною домішкою алевритових частинок, що зцементовані тонкозернистим сидеритом. Сидерит не лише виповнює простір між уламковими зернами, але й інтенсивно їх роз'їдає, нерідно надаючи зернам чудернацької форми. Верхній протерозой. Сибір, Ангаро-Пітський бассейн. З кол. Н.І. Юдина. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

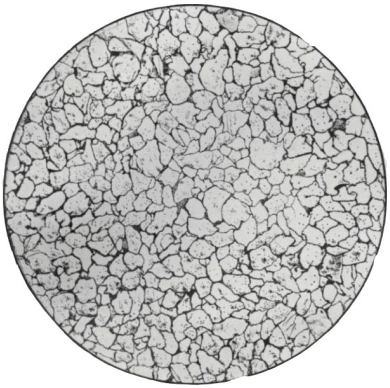


Рис. 12. Крупноалевритова структура. Алевроліт крупнозернистий, полімінеральний з глинистим цементом. Для структури породи характерною є добра сортованість алевритових зерен (кварцу, польових шпатів, мусковіту) за розмірністю (від 0,05 до 0,10 мм). Цемент плівковий. Тонкі кайми навколо алевритових зерен представлені глинистою речовиною. Верхній девон, франський ярус, пашийський горизонт. Поволжя, Ул'янівська обл. З колекції М. Ф. Филипової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

Рис. 13. Пойкілітова (пойкілокластична) структура. Алевроліт крупнозенистий, полімінеральний. Цемент утворений великими зернами гіпсу, які включають численні зерна різних мінералів алевритової розмірності. Палеозой. Казахстан, Кизилкуми. З кол. П К. Чихачова, Геологічний музей ВСЕГЕІ. Замальовка В. П. Леонова.Х 60, без аналізатора

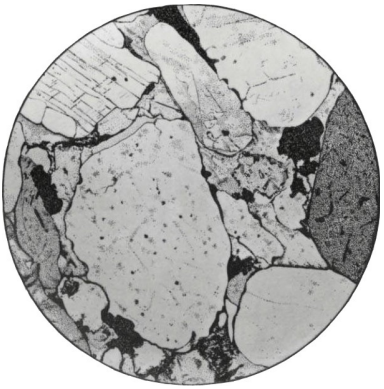


Рис. 13. Крупнозерниста псамітова структура. Аркозовий пісковик крупнозернистий зі змішаним плівково-регенераційним цементом. Уламковий матеріал (01, - 1 мм) представлений пелітизованими польовими шпатами, та в меншій кількості зерен кварцу. Верхній протерозой, Кольський півострів, Терський берег, р. Кам'янка. З кол. А. Н. Гейслера. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

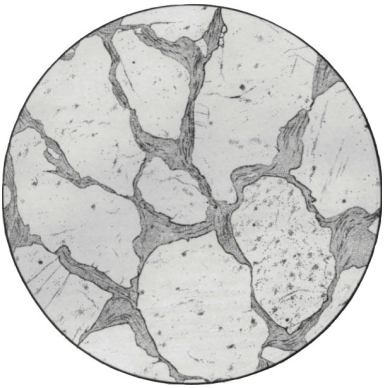


Рис. 14. Крупнозерниста псамітова структура. Структура пісковика обумовлена доброю гранулометричною (0,40-1 мм) сортованістю уламкового матеріалу, представленного кварцом і польовими шпатами, що мають різну ступінь пелітизації. Цемент крустифікаційний (плівковий), хлоритовий. Четвертинні відклади. Україна, кар'єр поблизу ст. Пологи. З кол. М. Ф. Вікулової. Замальовка В. П. Леонова. Х 30, без аналізатора

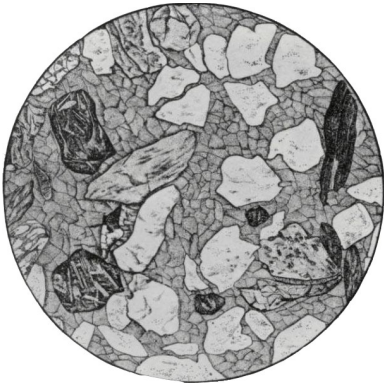


Рис 15. Різнозерниста псамітова структура. Поліміктовий різнозернистий пісковик з базальним дрібнозернистим кальцитовим цементом. Погановідсортований уламковий матеріал поліміктового складу (кварц, польові шпати, біотит, уламки кварциту,кременистих, глинистих, слюдисто-глинистих сланців і ефузивів) занурений у дрібнозернисту массу кальцитового цементу. Верхньопермський вік, казанський ярус, Середнє Поволжя. З кол. М. М. Толстихиної. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

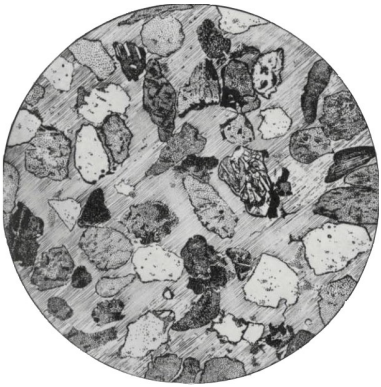
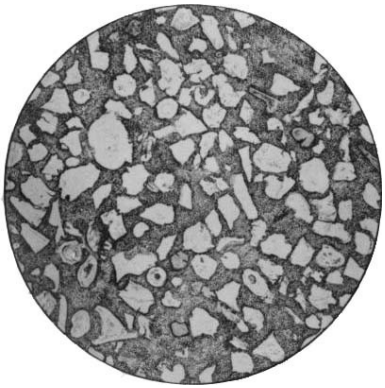


Рис 16. Поліміктовий різнозернистий пісковик з гіпсовим цементом. Погано-відсортований. Уламковий матеріал представлений рештками кальцитів, кременистих порід, глинистих сланців, ефузивів, а також зернами кварцу, польових шпатів, слюди. Верхньопермський вік. Південно-західний схил Тиману. З кол. Г. І. Єршової. Замальовка В. П. Леонова. Х 50, без аналізатора

Органогенно-псамітова структура в дрібнозернистих пісковиках.
Рис. 17. Пісковик поліміктовий, дрібнозернистий з органічними залишками і кальцитовим різнозернистим цементом. Добревідсортований (0,1-0,25 мм) уламковий матеріал представлений кварцом, польовими шпатами, мусковітом, хлоритом, уламками кальциту і кременистих порід. Крім того, у пісковику присутні уламки мушель брахіопод та голкошкірих, що вказують на їхнє морське походження. Нижньоюрський вік. Північний Кавказ. З кол. Н. В. Ренгартен. Замальовка В. П. Леонова. Х30, без аналізатора



Органогенно-алевритова структура. Аморфна структура цементу.
Рис. 18. Алевроліт крупнозернистий, кварцовий з органічними рештками, з базальним, опаловим цементом. Для структури характерною є наявність разом з уламковим матеріалом (від 0,05 до 0,10 мм) уламків кременистих спікул губок. Палеоген. Східних схил Уралу. З кол. Н. В. Ренгартен. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

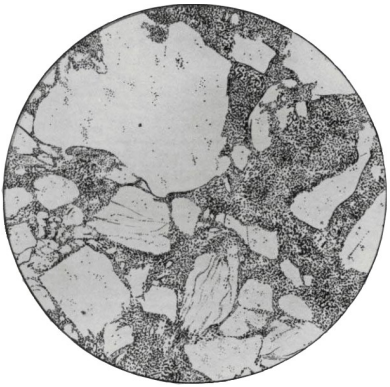


Рис. 19. Базальний тип цементу у пісковиках. Пісковик ріхнозернистий, кварцовий. Кутасті зерна з неправильними обрисами (кородовані) занурені у тонкозернисту массу кременистого цементу. Морські відклади. Палеоген, Саксаульська світу. Казахстан. З колекції В. Н. Разумової Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

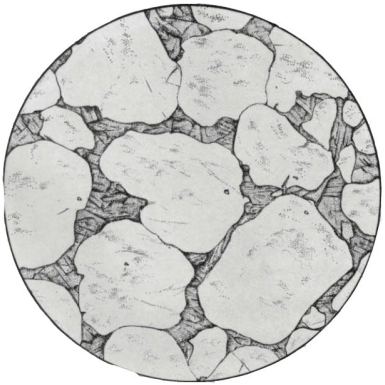


Рис. 20. Поровий тип цементу у пісковиках. Пісковик крупнозернистий, кварцовий.

У полі зображені крупні (від 0,50 до 0,75 мм) зерна кварцу, що часто дотикаються один до одного. Простір між зернами заповнюється різнозернистим кальцитом. Верхній девон. Район Нижнього Поволжя. З кол. Л. І. Соколової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

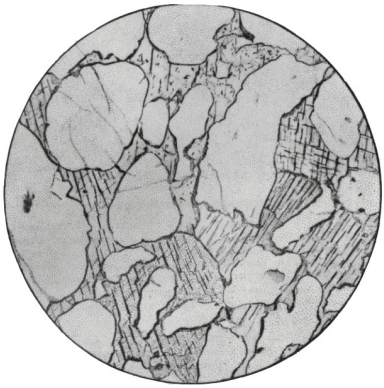


Рис. 21. Пойкілітова (пойкілокластична) структура. Пісковик різнозернистий, кварцовий. Цемент утворений крупнми зернами кальциту, що містять у собі декілька зерен уламкового кварцу. Верхній девон. Район Нижнього Поволжя. З кол. Л. І. Соколової. Замальовка А. С. Дьорина. Х 60, без аналізатора

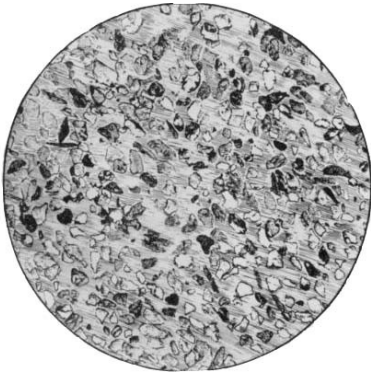
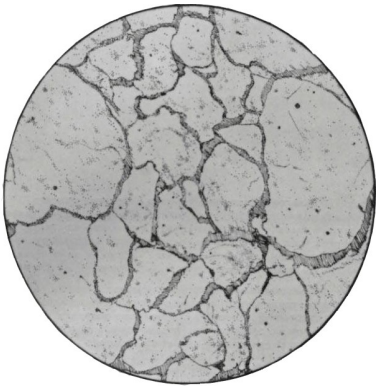


Рис. 22. Дрібноалевритова структура. Алевроліт дрібнозернистий, олігоміктовий (польовошпатово-кварцевий) з плівковим глинистим цементом. Для структури породи характерною є чудова гранулометрична сортованість алевритового матеріалу (від 0,02 до 0,05 м.м). Середній девон, верхнеживетский під’ярус. Район м. Вятки. З кол. М. Ф. Філіпової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора



Крустифікаційний тип цементу

Рис 23. Радіально-крустифікаційний цемент. Пісковик різнозернистий, поліміктовий з крустифікаційно-пірофілітовим цементом. У полі зору видно напівокатані і кутасті зерна різного розміру (0,25-1 мм). До складу уламкового матеріалу входить кварц, уламки кварциту і кременистих порід. Верхній протерозой, Білорусія, с. Белокоровичі. З кол. Є. П. Брунс. Замальовка В.П. Леонова Х 60, без аналізатора

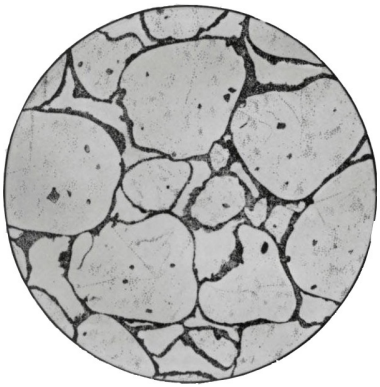


Рис 24. Плівковий цемент. Пісковик кварцовий з плівковим залізистим цементом. У полі зору видно напівокатані зерна кварцу з розміром зерен, переважно, 0,5 – 1 мм. Цемент представлений гідроокислами заліза. Четвертинні відклади. Україна, Харківська обл. р. Коломишкіна. З кол. Б.К. Лихарева. Геологічний музей ВСЕГЕІ. Замальовка В.П. Леонова Х 60, без аналізатора

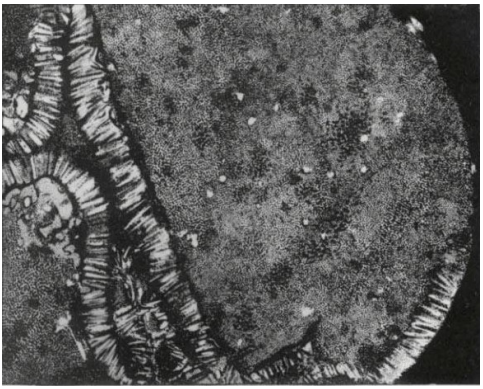
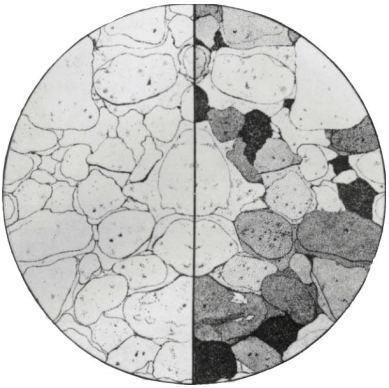


Рис. 25. Деталь радіально-крустифікаційного цементу. Пісковик полімiктовий, середньозернистий з радіально-крустифікаційним хлоритовим цементом. Неокатані піщинки представлені кварцом і уламками ефузивних, метаморфічних і осадових порід на які наростають кірочки радіально-променистого хлориту товщиною 0,025 – 0,030 мм. Середній карбон. Україна, Північно-Західна частина Донецького бассейну. За В. В. Золотухиним (1958). Замальовка В. П. Леонова.Х250, з аналізатором



Регенераційний тип цементу

Рис. 26. Пісковик кварцовий, середньозернистий з регенераційним кварцовим цементом. Напівобкатані і обкатані зерна кварцу зцементовані тим самим мінералом. Цементація здійснюється за рахунок розростання уламкових зерен кварцу, причому зерна кварцу подекуди набувають правильних кристалографічних обрисів. Оптичне орієнтування зерен і новоутвореної кайми однакове. Нижній кекмбрій, юдомська світа, Східний Сибір, р. Юдома. З кол. . О. І. Некрасової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, а - без аналізатора, б - з анализатором

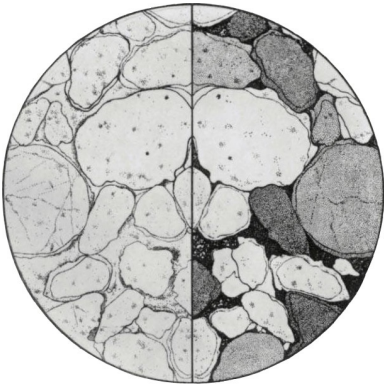
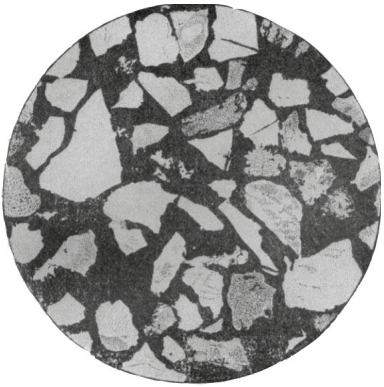


Рис 27. Пісковик різнозернистий, кварцовий з регенераційним кварцовим цементом. Обкатані зерна зцементовані тим самим мінералом. Обриси кластичних зерен збереглися через наявність тонкої залізистої оболонки навколо піщинок. Подекуди уламкові зерна розростаючись набули правильних кристалографічних обрисів. Верхній протерозой. Білорусія, г. Орша. З кол. Е. П. Брунс. Замальовка В. В. Леонова Х 60, а - без аналізатора, б - с аналізатором



Корозійний тип базального цементу у пісковиках

Рис 28. Пісковик різнозернистий, поліміктовий з піритовим корозійним цементом. Видно кородовану форму зерен уламкового матеріалу. Пірит заповнює всі проміжки між зернами, а також пустоти і тріщинки в них, нерідко розбиваючи зерна на дрібніші уламки.

Нижньоюрський вік. Східний Сибір. р. Вілюй. З кол. М. Є. Бердичевської. Замальовка А.С. Дьорина, Х 50, без аналізатора

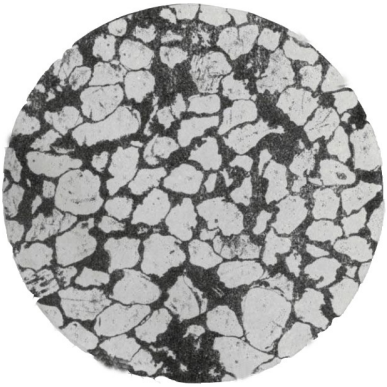


Рис 29. Пісковик дрібнозернистий, кварцовий з гематитовим корозійним цементом.
Уламкові зерна кварцу роз'їджені гематитом. Подекуди трапляються рештки первинного регенераційного кварцового цементу. Верхній протерозой. Сибір, Ангаро-Пітський бассейн, з кол. Н. І. Юдина. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

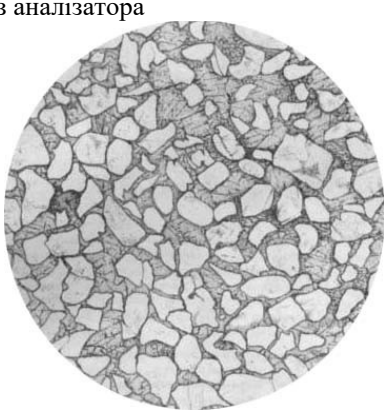


Рис 30. Корозійний кальцитовий цемент. Пісковик дрібнозернистий, олігоміктовий (польовошпатово-кварцовый) з кальцитовим базальним корозійним цементом. Кальцит виповнює не лише проміжки між уламковими зернами, проте також і роз'їдає їх, створюючи для них неправильні звивисті обриси. Міоцен, чокракський горизонт. Північний Дагестан. З кол. Б. П. Стерлин. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

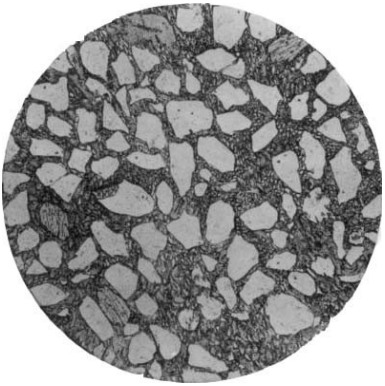


Рис 31. Корозійний сидеритовий цемент. Пісковик дрібнозернистий, поліміктовий з базальним цементом роз'їдання. Під мікроскопом видно кутасті та напівобкатані, а також короновані уламкові зерна (кварцу, польових шпатів, слюди, хлориту, г лауконіту, уламків кремнистих порід і мікрокварцитів). Сидеритовий цемент выповнює не лише проміжки між зернами, але також і утворені підчас роз'їдання заглиблення в них. Неогенові відклади. Західний Сибір, Колпашово. З кол. М. Ф. Вікулової. Замальовка В. П. Леонова. Х 60, без аналізатора

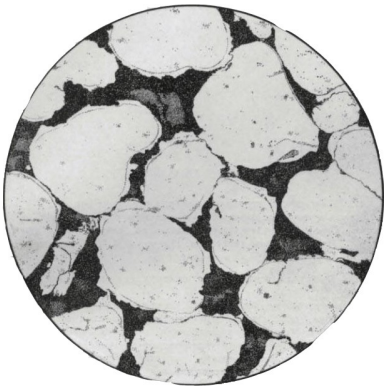


Рис. 32. Змішаний регенераційно-поровий тип цементу. Пісковик кварцовий, середньозернистий з кварцово-залізистим цементом. Добре обкатані зерна кварцу (від 0,25 до 0,35 мм в діаметрі) оточені кварцовою каймою. Новоутворення з нерівними обрисами (корозія), цемент змішаний, регенераційний і поровий. Пори виповнені окислами заліза
Верхній протерозой, поліський комплекс, Білорусія в районі с. Городок. З кол. Є. П. Брунс. Замальовка В.П. Леонова Х 60, без аналізатора

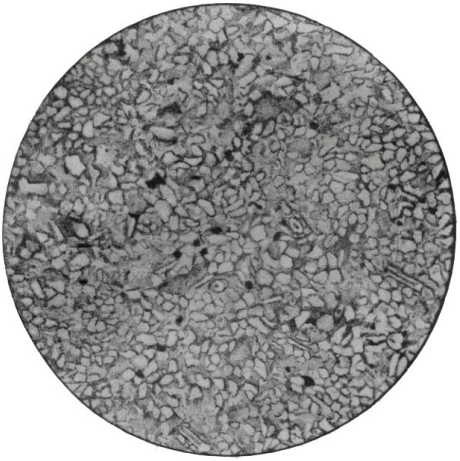


Рис 33. Аморфна структура цементу в алевроліті. Алевроліт дрібнозернистий з уламками спікул губок, та опаловим цементом (морські відклади) Палеоген, саксаульська світа. Казахстан, Арискульська депресія. З кол. К. В. Нікіфорової. Замальовка А. С. Дьорина. Х 60, без аналізатора

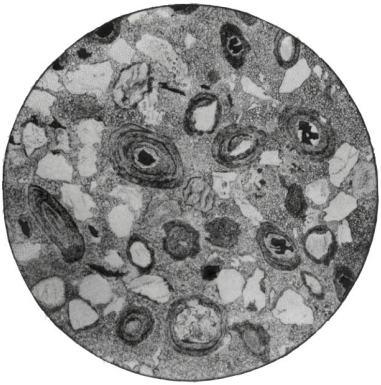
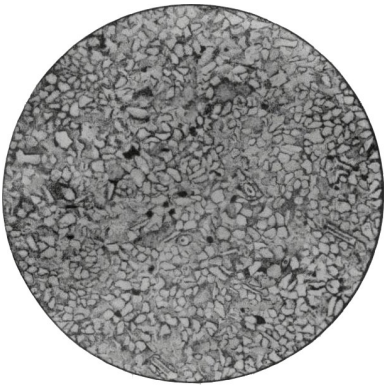


Рис 34. Кристалічно-зерниста структура цементу у дрібнозернистому пісковику. Олігоміктовий дрібнозернистий пісковик з ооїдами шамозиту. Структура пісковика обумовлена доброю гранулометричною сортованістю (0,10-0,25 мм) уламкового матеріалу представленного кварцом і польовими шпатами. В породі присутні ооїди шамозиту, в ядрах яких захоплені уламки органічних залишків і піщинки кварцу. Цемент базальний, тонкозернистий, кальцитовий. Нижньоюрські відклади. Північний Кавказ. З кол. Н. В. Ронгартен. Замальовка В. П. Леонова. Х 50, без аналізатора

Рис. 35. Мікрогоризонтальношарувата текстура піщано-алевритова тонкошарувата порода. Шаруватість обумовлена пошаровим чергуванням дрібно- і різнозернистого алевритового і піщаного матеріалу зцементованого глинистою речовиною.

Верхній карбон, нижньобалахонська світа (аликаевська підсвіта). Кузнецький кам'яновугільний басейн. З кол. Є. П. Брунс. Замальовка В. П. Леонова. Х 30. без аналізатора



Алевропсамітова структура. Текстура мікрошарувата, обумовлена орієнтуванням пластинок слюди, яка розташована параллельно

Рис 36. Пісковик дрібнозернистий, алевритовий полімінеральний зі змішаним доломіто-гідрослюдистим цементом. Мікрошарувата текстура обумовлена паралельною і субпаралельною відносно площини нашарування, орієнтуванням листочків слюди і рослинного детриту. Нижньокембрійський вік, ушаковська світа. Східний Сибір в районі Бельська. З кол. Я. К. Писарчик. Замальовка А. С. Дьорина. Х 20, без аналізатора

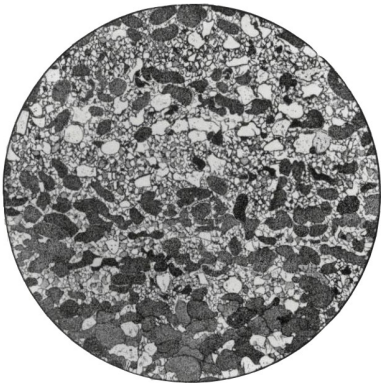


Рис. 37. Мікрошарувата текстура. Пісковик середньозернистий, алевритовий, кварц-глауконітовий з тонкозернистим карбонатним цементом. Шарувата текстура обумовлена пошаровим збагаченням породи глауконітом. Шаруватість підкреслена також пошаровим сортуванням піщаного і алевритового матеріалу. Верхньокрейдові відклади. Південний Дагестан. З кол. МГУ (кафедра історичної геології). Замальовка В. П. Леонова. Х 20, без аналізатора

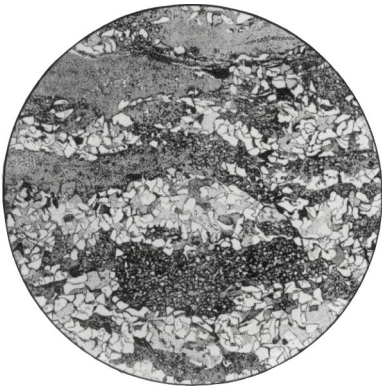
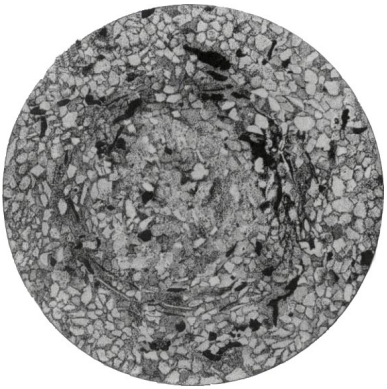


Рис. 38. Лінзоподібна тонкошарувата текстура. Пісковик дрібнозернистий. Лінзоподібна шаруватість виражена включеннями у пісковику дрібних лінз алевроліту та аргіліту
Нижньопермський вік, верхньобалахоненська світа, усятська підсвіта, Кузнецький кам'яновугільний бассейн. З кол. Є. П. Вруне. Замальовка В. П. Леонова. Х 25, без аналізатора



Алевритова структура, кільцева текстура.
Рис. 39. Алевроліт с глинистим, на деяких ділянках карбонатним цементом. Кутасті зерна кварцу, польових шпатів, хлориту, слюди що зцементовані глинистою (гідрослюдистою) речовиною. Текстура проявляється кільцевим розташуванням алевритових частинок. Така текстура могла виникнути в результаті руху по осаду мулоїдів. Нижньо-ордовікський вік, чунський ярус. Сибірська платформа, р. Уда, с. Тура. З кол. В. Н. Домінікавського. Замальовка А. С. Дьорина. Х 40, без аналізатора..

Список літератури

1. Байков А. А. Литогенез (мобилизация, перенос, седиментация, диагенез осадков) : учебник / А. А. Байков В. И. Седлецкий – Ростов-на Дону : СКНЦ ВЩ, 1997. - 448 с.
2. Безбородов Р. С. Краткий курс литологии : учебник. / Р. С. Безбородов. – Уральск. : УДН, 1989. – 313 с.
3. Бергер М. Г. Терригенная минералогия / М. Г. Бергер – М. : Недра, 1986. – 227 с.
4. Болдушевская Л. Н. Учебное пособие по лабораторным занятиям по курсу Литология / Л. Н. Болдушевская. – Красноярск : ГОУ СФУ, 2007. – 81 с.
5. Вассоевич Н. Б. Грубообломочные породы. Справочное руководство по изучению осадочных пород / Н. Б. Вассоевич. – Л. : Гостоптехиздат, 1958. – 147 с.
6. Верзилин Н. Н. Методы палеографических исследований / Н. Н. Верзилин. – Л. : Недра, 1979. – 247 с.
7. Володин А. Г. Закономерности формирования полезных ископаемых осадочных отложений / А. Г. Вологдин. – М. : Недра, 1975. – 271 с.
8. Гринсмит Дж Петрология осадочных пород / Дж. Гринсмит – М. : Мир, 1981. – 253 с.
9. Казанский Ю. П. Осадочные породы (состав, текстура, типы разрезов) / Ю. П. Казанский, О. А. Бетехтина, А. В. Ван и др. – Новосибирск : Наука, 1990. – 269 с.

10. Казанский Ю. П. Осадочные породы (классификация, характеристика, генезис) / Ю. П. Казанский, А. Ф. Белоусов, В. Г. Петров и др. – Новосибирск: Наука, 1987. – 212 с.
11. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях : учебное пособие. / Г. Ф. Крашенинников – М. : Высшая школа, 1971. – 368 с.
12. Крашенинников Г. Ф. Учение о фациях с основами литологии. Руководство к лабораторным занятиям / Г. Ф. Крашенинников, А. Н. Волкова, А. Н. Иванова – М. : МГУ, 1988. – 214 с.
13. Логвиненко Н. В. Петрография осадочных пород (с основами методики исследования). Учебник для студентов геолог. спец. вузов. / Н. В. Логвиненко. – М.: Высшая. школа, 1984. – 416 с.
14. Логвиненко Н. В. Методы определения осадочных пород / Н. В. Логвиненко, Э. И. Сергеева. – Л : Недра, 1986. – 240 с.
15. Маслов А. В. Осадочные породы, методы изучения и интерпретации полученых данных / А. В. Маслов. – Экатеринбург : УГГУ, 2005. – 289 с.
16. Методы изучения осадочных пород. / Под ред. Н. М. Страхова и др. М.: Госгеолтехиздат, 1957. – 840 с.
17. Мильнер Г. Б. Петрография осадочных пород / Г. Б. Мильнер. – М. : Недра, 1968. – 777 с.
18. Наумов В. А. Оптическое определение компонентов осадочных пород / В. А. Наумов – М.: Недра, 1989. – 347 с.
19. Петиджон Ф. Дж. Осадочные породы. / Ф. Дж. Петиджон. – М. : Недра, 1981. – 751 с.
20. Преображенский И. А., Минералы осадочных пород / И. А. Преображенский, С. Г. Саркисян – М.: Гостоптехиздат, 1954. - 364 с.
21. Прошляков В. К. Литология: учеб. для вузов. / В. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов – М.: Недра, 1991. – 444 с.
22. Прошляков Б. К. Литология и литолого-фациальный анализ. / Б. К. Прошляков, В. Г. Кузнецов – М. : Недра, 1981. – 284 с.
23. Побережська, О. В. Костюк, І. Г. Гнатів – Львів : Львівський національний університет імені Івана Франка, 2014. – 64 с.
24. Пустыльников А. М. Постседиментационные преобразования осадочных пород. Методическая разработка по курсу “Петрография осадочных пород”. / А. М. Пустыльников. – Новосибирск, 1993. – 40 с.
25. Романовский С. И. Седиментологические основы литологии / С. И. Романовский – Л.: Недра, 1977. - 408 с.
26. Рухин Л. Б. Основы литологии / Л. Б. Рухин. – Л. : Гостоптехиздат, 1961. – 778 с.
27. Справочник по литологии (под редакцией Н.Б. Вассоевича и др). М.: Недра, 1983. – 509 с.
28. 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.
29. Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. / Г. И. Теодорович –

Л. : Госгеолтехиздат, 1958. – 572 с.
30. Теодорович Г. И. Аутигенные минералы осадочных пород. / Г. И. Теодорович – М. : АН СССР, 1958. – 226 с.
31. Фролов В.Т. Литология : учебное пособие. – М. : МГУ, 1993. – 336 с.
32. Фролов В. Т. Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород / В. Т. Фролов. – М : МГУ, 1964. – 310 с.
33. Хмелівський В. О. Збірник таблиць та рисунків для лабораторних занять з курсу "Петрографія осадових порід" / В. О. Хмелівський, І. В. Побережська, О. В. Костюк : Навч-метод посібник. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2006. – 98 с.
34. Шванов В. Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов) / В. Н. Шванов. – М. : Недра, 1987. – 269 с.
35. Шванов В. Н. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов / В. Н. Шванов, В. Т. Фролов, Э. И. Сергеева. – Спб : Недра, 1998. – 352 с.
36. Швецов М. С. Петрография осадочных пород / М. С. Швецов. – М. : Госгеолтехиздат, 1958. – 412 с.

ЗМІСТ

Вступ.....1
1. Класифікація уламкових осадових порід.....1
2. Методи дослідження уламкових порід.....3
3. Структури та текстури уламкових порід.....7
4. Головні компоненти уламкових порід.....12
5. Грубоуламкові породи.....30
6. Піщані (псамітові) породи……....38
7. Алевритові породи……38
8. Гранулометричний аналіз.....48
9. Розділення мінералів за щільністю і за магнітними властивостями.....62
10. Імерсійний метод.....63
11. Реакції забарвлювання.....67
12. Хімічний аналіз.....68
13. Вивчення постседиментаційних змін уламкових порід.....70
Додаток 1. Приклади петрографічного опису шліфів.....73
Список літератури.....94