

3 ТЕМА

Розробив: *Анікеєв С.Г.*

ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГІРСЬКИХ ПОРІД

Вода



Мід



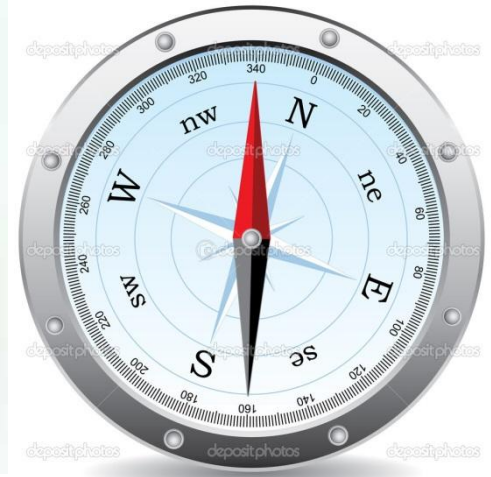
Ртуть

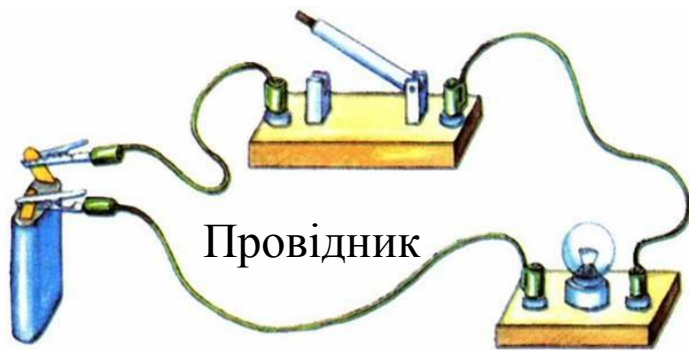


Кварц

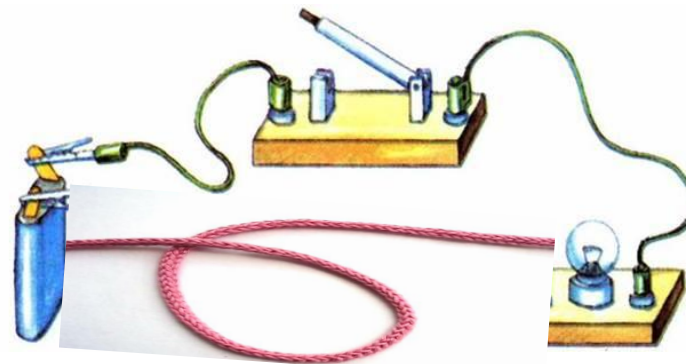


Магнетит





Провідник



Сухий шнурок

Стальна пружина



Пластилін



3.1 Густина гірських порід

3.1.1 Основні поняття і способи визначення густини

Густиною гірських порід σ називають масу одиничного об'єму породи:

$$\sigma = M/V \quad (3.1)$$

З-поміж фізичних параметрів густина гірських порід вивчена найкраще.

Гірські породи – багатокомпонентні середовища: мінералогічний скелет + поровий простір, який заповнений мінералізованою водою, нафтою або газом.

Тому густина породи залежить від густини твердого скелету σ_{mc} , відносного об'єму порожнин (тріщин, пор) k_n , ступеня їх заповнення p та густини заповнювача (флюїду) σ_p :

$$\sigma = (1 - k_n) \cdot \sigma_{mc} + k_n \cdot p \cdot \sigma_p \quad (3.2)$$

Коефіцієнт пористості породи k_n визначається:

$$k_n = V_{пор} / V \quad (3.3)$$

$V_{пор}$ - об'єм пор у породі об'ємом V .

Густина більшості породотвірних мінералів змінюється у межах

$$2,5 \cdot 10^3 \div 3,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$$

(амфіболи, апатит, кварц, олівін, піроксен, польові шпати, слюди тощо).

Відносно меншими значеннями густини характеризуються гіпс ($2,1 \cdot 10^3 \div 2,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), опал ($1,9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), галіт (кам'яна сіль NaCl) ($2,13 \div 2,17 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$), підвищеними – наприклад, магнетит ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$), галеніт (PbS) та інші рудні мінерали.

Середня густина води приблизно $1,1 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,
нафти – $0,75 \cdot 10^3 \div 0,95 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,
газу – до $0,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ (у природних умовах залягання).

Способи визначення густини

- 1) *Лабораторні способи* визначення густини зразків порід, наприклад, *гідростатичне зважування* зразків технічними вагами (з похибкою не більше $0,01 \cdot 10^3$ кг/м³).
- 2) Способи *кореляційного визначення* значень густини, у яких зіставляються результати незначної кількості лабораторних досліджень з даними геофізичних досліджень свердловин:
 - кривими акустичного каротажу (АК),
 - вертикального сейсмічного профілювання та інші.
- 3) Методи визначення густини за даними польової геофізики (сейсморозвідки і гравірозвідки).

3.1.2 Густина і пористість порід фундаменту

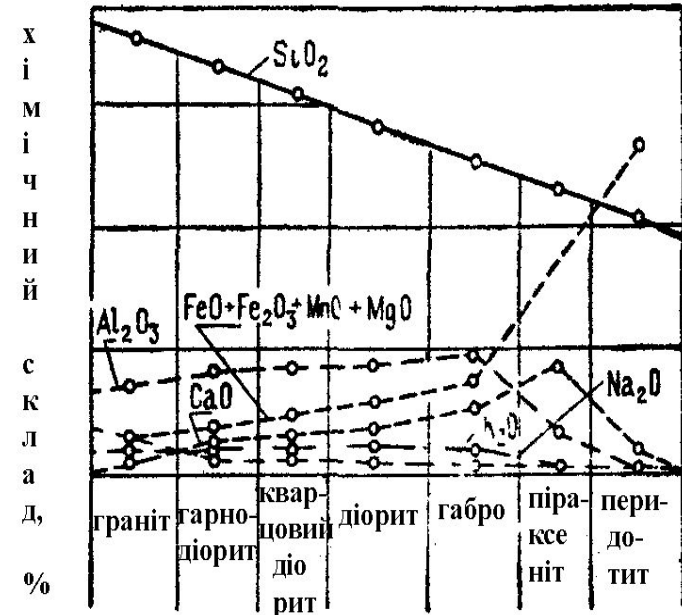
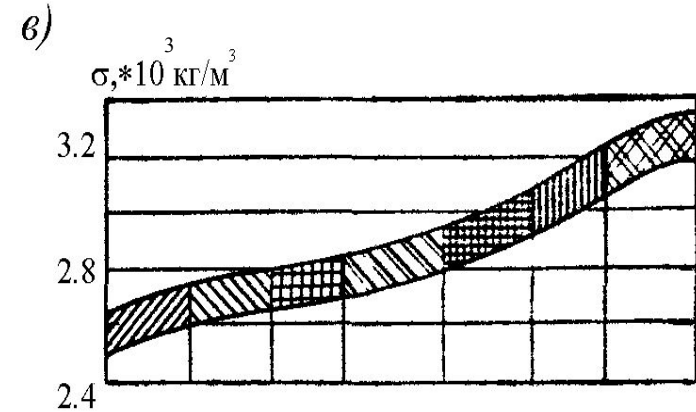
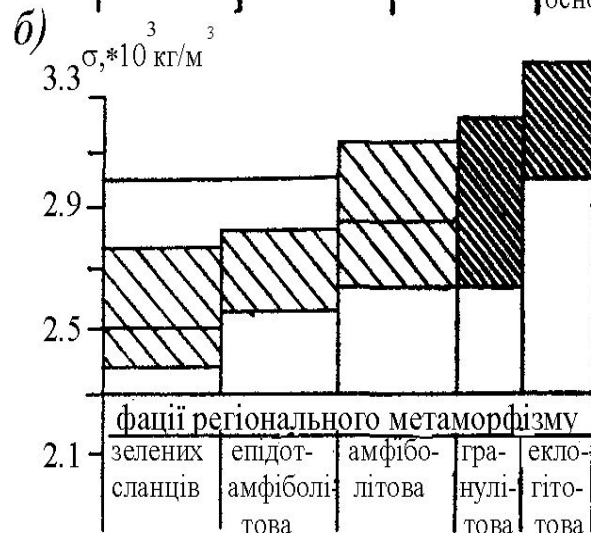
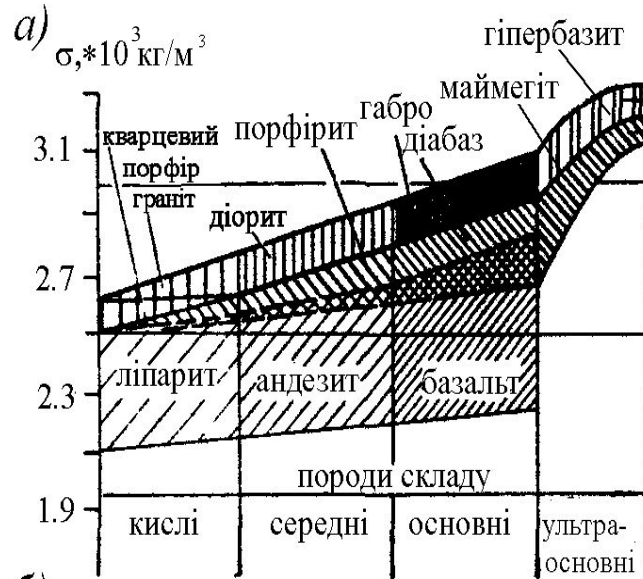
Густина породи залежить від мінералогічного складу скелету і пористості породи.
Пористість порід фундаменту не перевищує 2-3 %.

Рисунок 3.1
Густина
магматичних і
метаморфічних
порід:

а – густина
ефузивних у
порівнянні з
інтрузивними;

в – залежність
густини інтрузивних
порід від хімічного
складу;

б – густина
метаморфічних
порід.



Загальні закономірності для магматичних порід наступні:

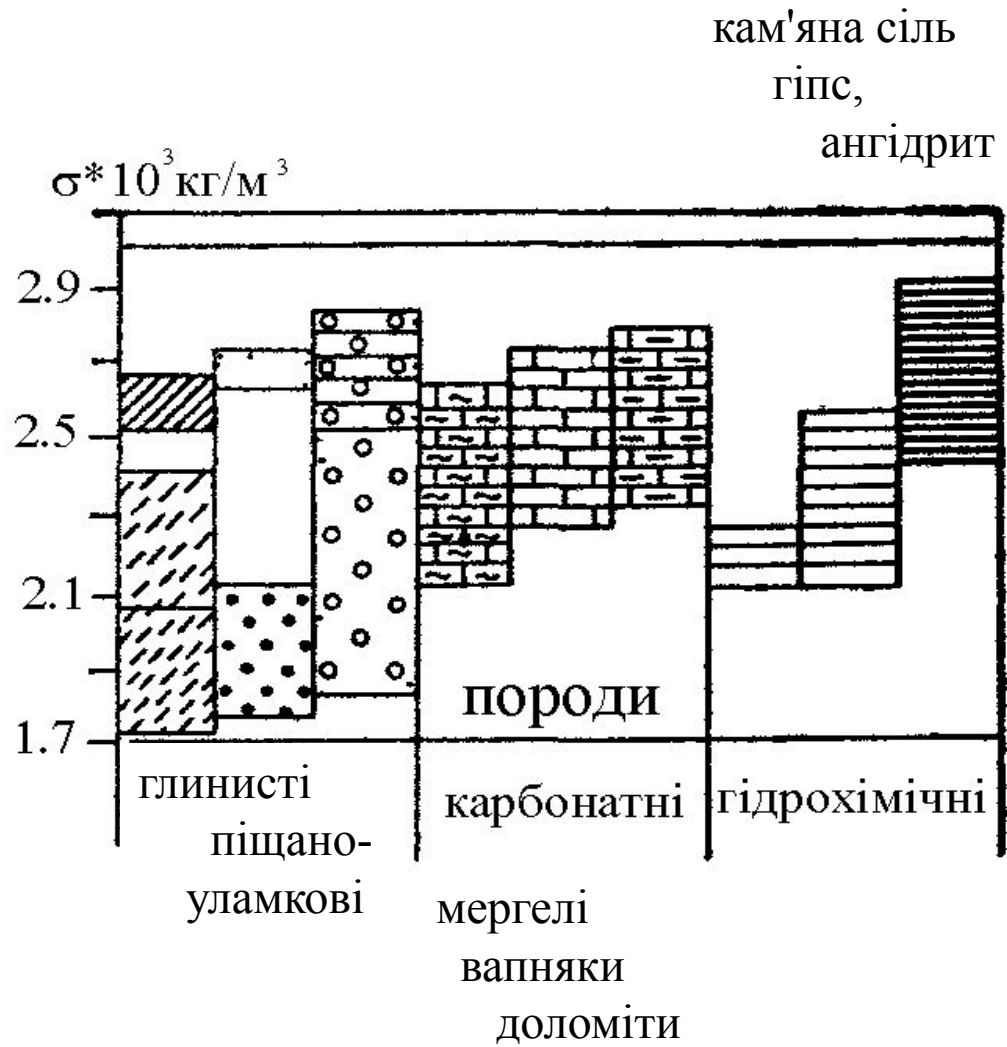
1. Зростання густини з підвищенням основності (зменшенням кислотності) для магматичних порід усіх типів.
2. За умов ідентичного хімічного складу спостерігається зростання густини - від зростання віку порід: для інтрузивних і ефузивних порід від фанерозою до їх докембрійських аналогів,
 - в ряду від ефузивних порід до інтрузивних,
 - від кайнотипних ефузивів до палеотипних (від ступеню змінності порід).
3. Пористість, структурні і текстурні особливості інтрузивних порід впливають на їх густину у меншій степені ніж в ефузивних аналогах.
4. Гідротермальні і метасоматичні процеси призводять переважно до зниження густини на $n \cdot (0,01 \div 0,1) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$; найбільше зменшення густини відбувається при серпентинізації ультраосновних порід.
5. Під час вивітрювання поверхні фундаменту (зона фізико-хімічних змін, потужність якої сягає десятків і рідше перших сотень метрів) густина усіх магматичних порід зменшується. Тому густини порід фундаменту, отримані за даними аналізу керн свердловин, що розкрили фундамент на незначних глибинах, зазвичай, виявляється заниженою до $0,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.
6. Як правило, густини інтрузивних порід синклінальних зон дещо більші за густини таких ж порід в антиклінальних зонах.

Загальні закономірності для метаморфічних порід наступні:

1. Інтенсивний метаморфізм порід починається у разі їх занурення на 4 км і глибше при тисках в 150÷250 МПа і за температур більше 200°C.
2. Густина порід залежить від мінералогічного складу і ступеню метаморфізму.
3. Густина зростає при зростанні ступеню регіонального метаморфізму.
4. Густина порід, що сформувались у результаті контактного метаморфізму , динамометаморфізму та ультраметаморфізму, як правило, зменшується.

3.1.3 Густина порід осадового покриву

Рисунок 3.2
Зведені дані про
густини осадових порід



Густина теригенних порід осадового покриву закономірно збільшується з глибиною залягання

від $1.8 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $2,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ і більше,

що є результатом поступового зростання геостатичного тиску.

Порівняно більше ущільнення характерне для глинистих порід,
менше – для піщано-глинистих,
а пісковики з міцними зв'язками практично не ущільнюються.

На невеликих глибинах, при зануренні на 1200÷1400 м,
глини, алевроліти і піски ущільнюються з однаковою швидкістю.

Густина карбонатних порід осадового покриву, зазвичай, більша за густину теригенних порід того ж віку та глибини залягання.

Густина мергелів: $1.5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ - $2,5 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,
вапняків: $2,3 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $2,8 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$,
доломітів: $2,4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ до $2,9 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$.

Густина карбонатних порід з глибиною змінюється у значно меншій степені ніж густина теригенних порід.

Так, карбонатні породи осадового покриву Східно-Європейської платформи характеризуються зростанням густини від $2,4 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ на поверхні до $2,6 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ на глибині 2500 м.

На більших глибинах густина вапняків і доломітів сягає $2,7 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$ - $2,8 \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$, але зі збільшенням глибини подальше її зростання практично не відбувається.

Густина хомогенних порід (гіпс, ангідрит, кам'яна сіль)

практично не залежить від глибини залягання і порівняно стабільна.

Чиста кам'яна сіль (*галіт*) повсюди має густину $2,15 \pm 0,05 \cdot 10^3$ кг/м³, помітні відхилення від цих значень спостерігаються тільки у випадках появи значних теригенних домішок.

Гіпс: $2,4 \div 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³.

Ангідрид: $2,7 \div 2,95 \cdot 10^3$ кг/м³.

Густина хомогенних порід практично залежить тільки від їх складу.

3.1.6 Загальні закономірності зміни густини порід у земній корі

1. У породах *фундаменту* платформ і складчастих областей густина залежить від літолого-петрографічного складу та у плані може змінюватись більш суттєво ніж з глибиною. Різкі густинні границі контролюються границями блоків.
2. У породах *проміжного структурного поверху* густина змінюється і по латералі і з глибиною, але різкі густинні границі переважно субгоризонтальні.
3. У породах *осадового покриву* густина змінюється переважно з глибиною. Зміна літології і розмиви приводять до пологих густинних границь, а більш круті густинні границі - у зонах розломів та активної складчастості. Густинні границі приурочені до контактів структурних поверхів. Контрастність їх збільшується зі зростанням тривалості перерви в осадконакопиченні.
4. *Хемогенні і магматичні* породи нерідко формують незвичні для верхніх поверхів тіла (куполи, інтрузії) з субвертикальними густинними границями.
5. Середня густина “*гранітного*” шару (фундаменту) - $(2,6 \div 2,8) \cdot 10^3$ кг/м³.
6. Густина порід “*базальтового*” шару оцінюється в $(2,8 \div 3,2) \cdot 10^3$ кг/м³, осереднена - $2,9 \cdot 10^3$ кг/м³.
7. Густина верхньої мантії за різними оцінками: $3,2 \cdot 10^3$ кг/м³ ÷ $3,5 \cdot 10^3$ кг/м³, найбільш поширено – $3,25 \cdot 10^3$ кг/м³.
8. Осереднені значення густини земної кори: $2,75 \cdot 10^3$ кг/м³ ÷ $3,05 \cdot 10^3$ кг/м³.

3.2 Магнітні властивості гірських порід

3.2.1 Параметри магнітних властивостей фізичних тіл

У магнітному полі будь-які фізичні тіла здатні намагнічуватись.

Намагніченість породи J є сумою двох компонентів – індукованої J_i і залишкової J_r намагніченості:

$$J = J_i + J_r. \quad (3.6)$$

Здатність гірської породи намагнічуватись під впливом зовнішнього магнітного поля характеризується магнітною сприйнятливістю χ .

Якщо магнітна сприйнятливість породи відома, то

$$J_i = \chi \cdot T. \quad (3.7)$$

Де T – напруженість зовнішнього магнітного поля.

$$[\chi] = 1 \cdot 10^{-5} \text{ од. СІ}, \quad [J] = [T] = \text{А/м}$$

Для магнітної сприйнятливості χ : $[\chi]_{\text{СГС}} = 4\pi \cdot [\chi]_{\text{СІ}}$, тобто 1 од. СГС $\approx 10 \cdot 10^{-5}$ од. СІ

Для намагніченості J : 1 од. СГС = $10^3 \cdot 1$ А/м.

За характером взаємодії з зовнішнім магнітним полем (за величиною χ) усі породи і мінерали поділяють на **діа-, пара-, і феромагнетики**.

Діамагнетики мають $\chi < 0$ і намагнічуються таким чином, що магнітний момент (індукований зовнішнім магнітним полем) спрямований проти вектора зовнішнього поля.

З металів найбільш сильним діамагнетиком є **вісмут** ($\chi \approx -1,4 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ), з мінералів – **графіт** ($\chi \approx -6,2 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ).

До числа діамагнетиків належать метали **Au, Zn, Hg, Cu**, неметали **Si, P, S** і велика кількість породотвірних мінералів - кварц, кальцит, гіпс, ангідрит, галіт....

Важливе значення має приналежність до діамагнетиків **галіту NaCl** - мінералу або у вигляді осадової породи – кам'яної солі ($\chi \approx -0,8 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од. СІ).

У парамагнетиків величина магнітної сприйнятливості $\chi > 0$, але її значення, як правило, не перевищує $100 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од. СІ.

Парамагнетики – це речовини зі слабким намагнічуванням, але більшим ніж у діамагнетиків, і яке за напрямком співпадає з вектором зовнішнього поля.

Інтенсивність намагніченості парамагнетиків

зростає зі збільшенням інтенсивності зовнішнього поля і зменшується зі зростанням температури.

До парамагнетиків відносяться багато металів (**Ті - титан, Сr - хром, Мп - манган, Рt - платіна, К - калій, Na - натрій, Са - кальцій**),

солі елементів групи заліза,

з породотвірних мінералів - **слюди, рогова обманка, хлорит, епідот, тальк, більшість окислів** і такі відомі **сульфіди як пірит і халькопірит**.

Для феромагнетиків $\chi \gg 0$ і складає понад $100 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од. СІ.

У феромагнетиків дуже велика взаємодія між атомами, магнітні моменти атомів спонтанно орієнтуються паралельно один до одного, формуючи єдиний магніт-домен.

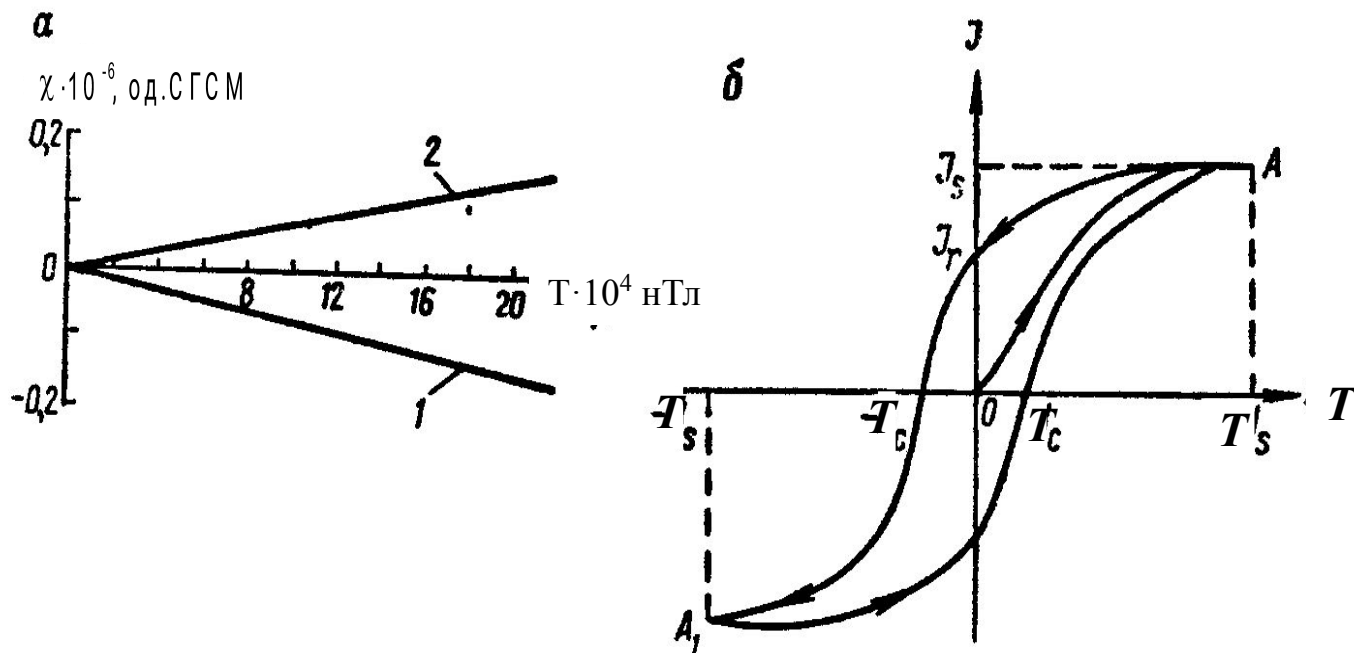


Рисунок 3.3 – Графіки намагнічування:
 а – діамагнетиків (1) і парамагнетиків (2); б – феромагнетиків.

Крива намагнічування феромагнетиків залежно від зовнішнього магнітного поля (див. рисунок 3.3б), є замкнутою і називається петлею гістерезису.

Феромагнетики здатні намагнічуватися до деякого граничного значення

J_s – намагніченості насичення

(після точки А при зростанні напруженості поля $>T_s$ інтенсивність намагніченості залишається на рівні $J=J_s$).

Після зняття впливу зовнішнього поля феромагнетик буде володіти залишковою намагніченістю J_r .

Властивості феромагнетиків зберігаються тільки до певної температури. При температурах більше граничної (*точки Кюрі*) феромагнетик втрачає свої властивості і *перетворюється у парамагнетик*.

Точка Кюрі сплаву феромагнетиків нижче точки Кюрі самих феромагнетиків.

На відміну від інших речовин феромагнетики при намагнічуванні можуть деформуватися. Це явище називається магнітострикцією.

Кристал феромагнетика має магнітну анізотропію, тобто напрямки легкого та важкого намагнічування.

З основних хімічних елементів феромагнетиками є **Fe, Co, Ni**.

Найбільш поширеними феромагнітними мінералами є *магнетит* Fe_3O_4 , *титаномагнетит* $\text{Fe}_3\text{O}_4 \cdot \text{TiFe}_2\text{O}_4$, *піротин* $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$ (де $n=6\div 11$), *гематит* Fe_2O_3 і *магемит* Fe_2O_3 .

Зауваження:

за однаковим хімічним складом гематит має ромбоїдну структуру і називається α -станом, а магемит – кубічну структуру і називається γ -станом Fe_2O_3 .

При температурі 275°C відбувається незворотний перехід магемиту в гематит.

Таблиця 3.2 - Властивості феромагнетиків (за даними Н.Б.Дортман)

Мінерали	Магнітна сприйнятливність χ , од. СІ	Намагніченість насичення J_s при 20°C, А/м	Коерцитивна T_c сила, 10^3 А/м	Точка Кюрі, °С
Магнетит	8,8-25 (880000÷2500000 · 10 ⁻⁵)	$9,3 \cdot 10^5$	0,8÷1,2	578
Титано- магнетит	≤14	$(7,5 \div 4,90) \cdot 10^5$	1,0-13,0	578
Піротин	0,13 (13000 · 10 ⁻⁵)	$(2,0 \div 7,0) \cdot 10^4$	1,5-2,0	300-325
Магемит	3,8-25	$4,30 \cdot 10^5$	1,0-13,0	675
Гематит	$(130 \div 1300) \cdot 10^{-5}$	$2,0 \cdot 10^3$	0,7-0,8	675

3.2.2 Магнітні властивості гірських порід

Магнітні властивості гірських порід, як правило, характеризуються величинами χ і J_r (залишковою намагніченістю), зрідка оцінюються температурою (точкою) Кюрі й параметром Q (відношенням залишкової до індукованої намагніченості - $Q = J_r / J_i$).

Магнітні властивості гірських порід суттєво залежать від вмісту і особливостей розподілу феромагнітних мінералів (магнітної фракції) C_{mf} . Ця залежність справедлива для порід з вмістом магнетиту понад 0,01%. Вміст інших феромагнетиків у більшості гірських порід, як правило, незначний.

За концентрації магнетиту нижче зазначених величин (0,01%) на магнітну сприйнятливість породи домінуючий вплив спричиняє вміст парамагнітних і діамагнітних породотвірних мінералів.

На рисунку 3.4 штриховою зоною показано область найбільш ймовірних значень χ .

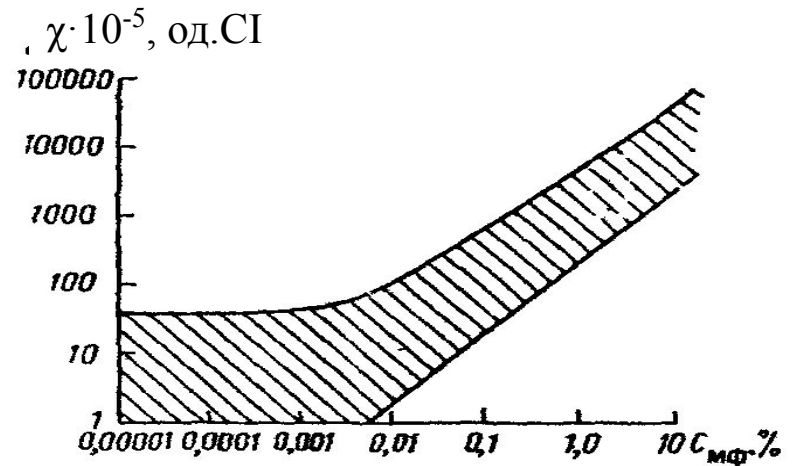
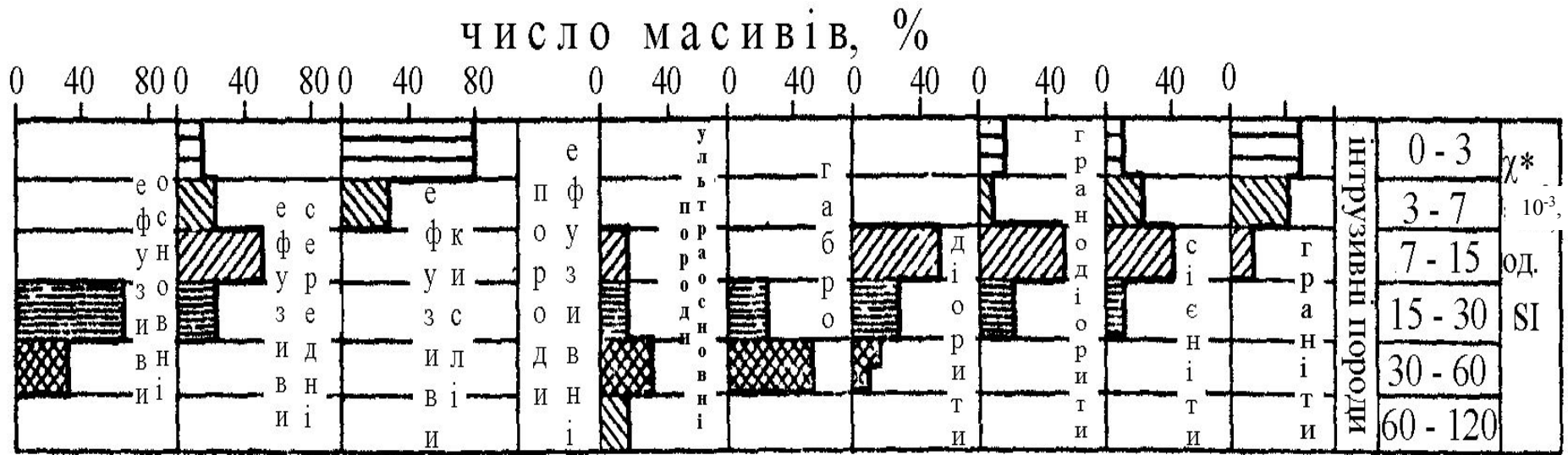


Рисунок 3.4 - Залежність магнітної сприйнятливості гірських порід від вмісту магнітної фракції (за А.К.Вайнбергом і О.О.Логачовим)

Зауваження:

Магнітна сприйнятливість гірської породи залежить, як показано, від вмісту магнетиту, а також залежить від *параметрів самого магнетиту*: від величини зерен магнетиту, ступеня їх зв'язаності тощо.



Вторинні процеси (метаморфізм: серпентинізація, амфіболітизація і ін.) по різному впливають на магнітні властивості магматичних порід.

Залишкова намагніченість для однотипних порід виявляє виразну тенденцію зменшення з віком, що відбувається більш інтенсивно в мобільних областях (геосинкліналях), ніж у стабільних. Це призводить до того, що у докембрійських гранітоїдів, зазвичай, спостерігається незначна залишкова намагніченість (менше $300 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ), а у палеозойських і, особливо, мезозойських гранітоїдів J_r сягає $(600 \div 3000) \cdot 4\pi 10^{-6}$ од.СІ.

Метаморфічні породи за своїми магнітними властивостями займають проміжне положення між магматичними і осадовими. Величина і дисперсія параметрів χ і J_r метаморфічних порід залежить від умов їхнього утворення і складу материнських порід.

Осадіві породи переважно слабомагнітні.

Їхні магнітні властивості визначають парамагнітні і діамагнітні мінерали.

Аномальні магнітні властивості осадових порід зумовлені наявністю феромагнітних мінералів.

Характерні значення магнітної сприйнятливості:

$\chi < 6 \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ - для гідрохімічних і карбонатних порід;

$(10 \div 14) \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ - глинистих порід;

$(10 \div 15) \cdot 10^{-6} \cdot 4\pi$ од.СІ - пісковиків.

(Н.Б.Дортман і ін., 1964р.)

3.3 Електричні властивості гірських порід

3.3.1 Питомий електричний опір

Електричні властивості гірських порід залежать від **мінерального складу, структури** (насамперед пористості), **характеру флюїдонасиченості, температури, тиску, гідрогеологічних умов**

і змінюються у дуже широких межах.

Додаток: Структура породи характеризується такими параметрами: пористістю, проникністю, розмірами і формою мінеральних зерен та пор.

Опір електричному струму R спричинений хаотичним (тепловим) рухом заряджених частинок, міжмолекулярними, молекулярними і атомними зв'язками.

Питомий електричний опір (у певному напрямку) визначається:

$$\rho = \frac{RS}{l} \quad [\text{Ом} \cdot \text{м}]$$

де: R — опір речовини, Ом; l — довжина тіла, м; S — поперечний переріз тіла, м².

Електропровідність γ - інтенсивність спрямованого руху заряджених частинок (електронів і іонів) під дією зовнішнього електричного поля.

Питома електрична провідність:

$$\gamma = \frac{1}{\rho} \quad , \quad [\text{Сім/м}]$$

Осадові гірські породи є багатофазними системами, що складаються з - твердої, рідкої і газоподібної фаз.

Тверді частинки (мінеральні зерна) породи володіють, в основному, *електронною провідністю*.

Волога, що насичує пори, - має *іонну провідність*.

Тверда фаза (якщо це не рудотвірні мінерали - сульфіди і оксиди, антрацит, графіт), що складає каркас гірської породи, характеризується дуже високим питомим опором до сотень тисяч і мільйонів Ом·м (ліва частина таблиці 3.3).

Таблиця 3.3 - Межі зміни питомого електричного опору породотвірних мінералів і руд (за В.В.Фединським)

Мінерали	ρ , Ом·м	Мінерали	ρ , Ом·м
Ангідрит	10^7-10^{10}	Антрацит	$10^{-12}-10^2$
Кальцит	10^7-10^{12}	Галеніт (PbS)	$10^{-5}-10^{-3}$
Кварц	10^6-10^8	Графіт	$10^{-6}-10^{-1}$
Мусковіт	$10^{11}-10^{12}$	Магнетит	$10^{-4}-10^{-2}$
Польовий шпат	$10^{11}-10^{12}$	Пірит	$10^{-4}-10^{-2}$
Сірка	$10^{12}-10^{15}$	Піротин	$10^{-5}-10^{-4}$
Слюда	$10^{10}-10^{15}$	Сульфіди міді	$10^{-5}-10^{-4}$

Про вплив мінералізації вод на питомий електричний опір

У природних умовах **концентрація солей, розчинених у ґрунтових і пластових водах**, коливається в широких межах – від *часток міліграма на літр* (прісні поверхневі води) до *сотень грамів на літр* (солоні пластові води).

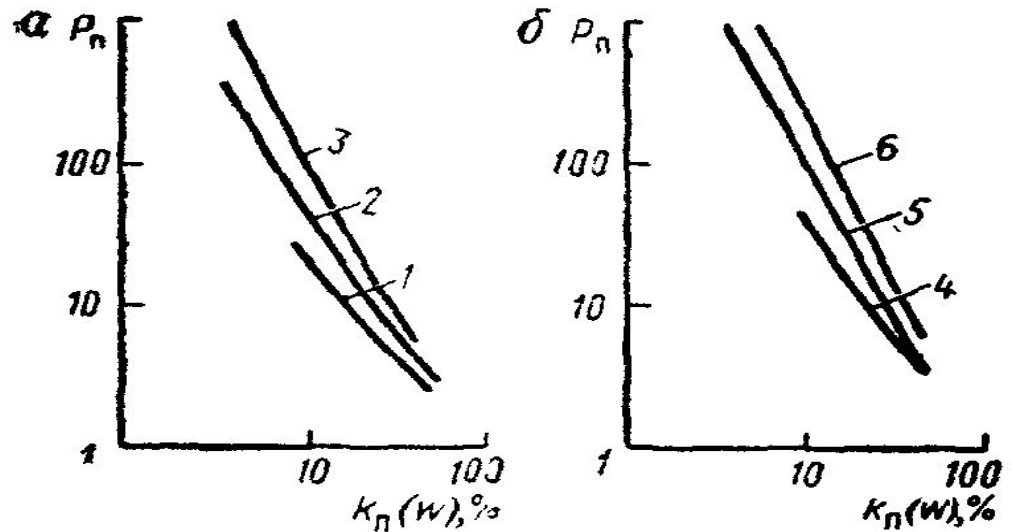
Питомий електричний опір мінералізованих вод змінюється від 100-150 Ом · м (прісні поверхневі води) *до сотих часток Ом · м* (солоні пластові води).

Про вплив пористості на питомий опір

У випадку 100% -ої насиченості пор мінералізованою водою, основними чинниками, що впливають на питомий опір, є **пористість породи і питомий опір розчину**, який заповнює пори (рисунок 3.6).

Рисунок 3.6

- Залежність **параметра пористості** $P_n = \rho_{вн} / \rho_в$ від коефіцієнта пористості K_n – (об'ємної вологості w) для піщаних (а) і карбонатних (б) порід (за В.М.Дахновим):



1 – крихкі піски, 2 – слабкозцементовані піски, 3 – середньо-зцементовані піски, 4 – черепашники і крихкі вапняки, 5 – вапняки і доломіти крупнокристалічні, 6 – вапняки і доломіти щільні, тонкокристалічні;

$\rho_{вн}$ - питомий опір водонасиченої породи,

$\rho_в$ - питомий опір пластової води, що насичує пори порід.

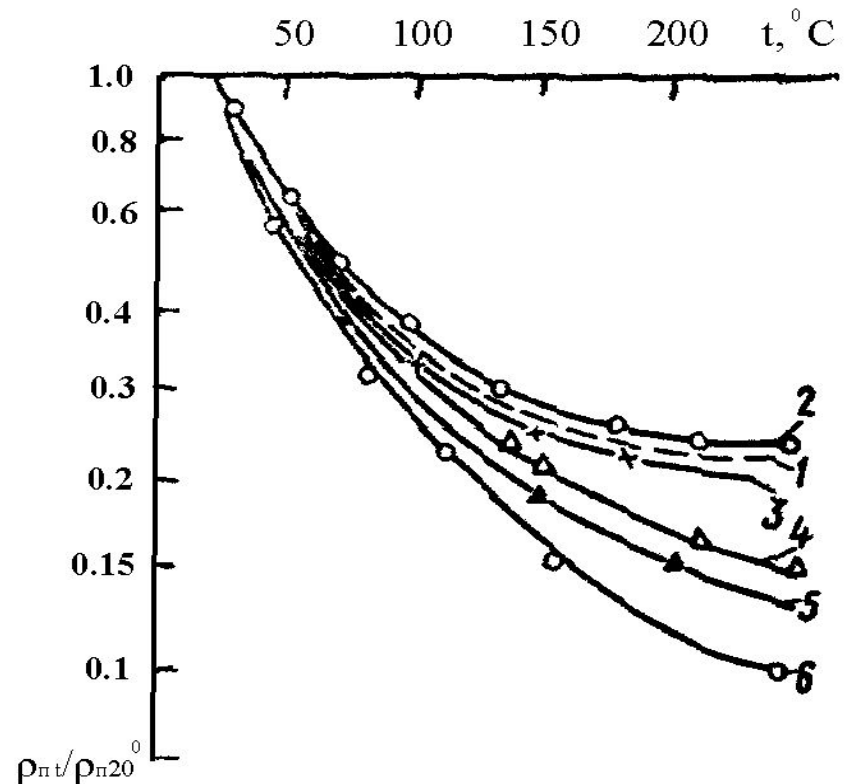
Про вплив температури на питомий опір

Вплив температури на питомий опір осадових гірських порід (де переважає іонна провідність) такий же, як і на питомий опір електролітів: *з ростом температури опір зменшується* (рисунок 3.7).

Рисунок 3.7 - Відносна зміна питомого електричного опору осадових порід, насичених 2%-им розчином NaCl, під впливом температури (за Г.М.Авчяном):

1 - 2%-ий розчин NaCl; 2 – вапняк; 3 – високопористий аргіліт; 4 – алевроліт; 5 – низькопористий аргіліт; 6 – глина;

$\rho_{п20}$ – питомий опір породи при температурі 20°C ; $\rho_{пт}$ – те ж, при температурі t .



Про вплив глибини на питомий опір

Зі зростанням глибини під впливом тиску породи зменшуються у об'ємі, головним чином, за рахунок зниження пористості, що викликає (за умов сталої температури) **збільшення питомого опору гірських порід з глибиною.**

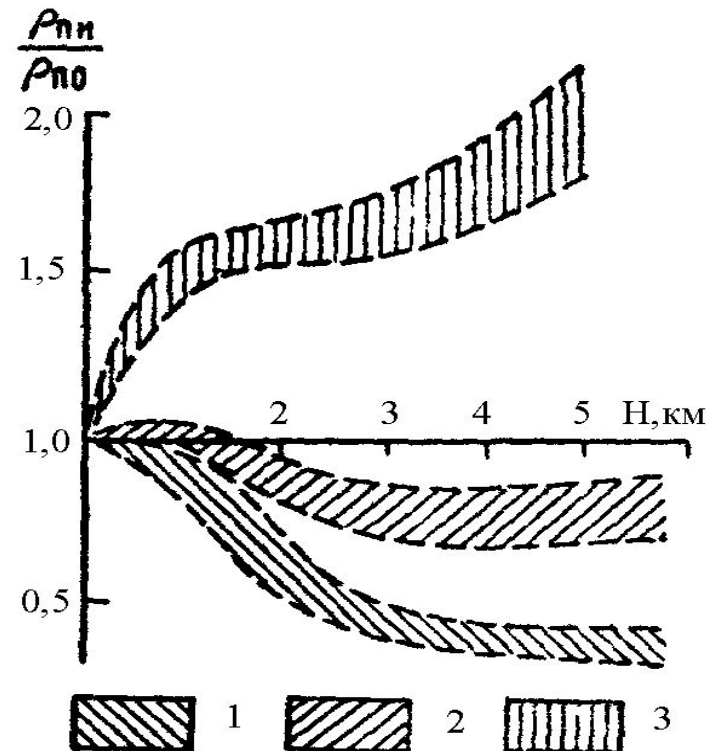
Внутрішній пластовий тиск, навпаки, може збільшувати об'єм пласта за рахунок збільшення пористості, що приводить до **зменшення питомого опору породи.**

Отже, в породах, які ущільнюються зі зростанням глибини їх залягання (*тиск і температура зростають*), **питомий опір збільшується**, а у породах, у яких пористість зберігається високою і які насичені високомінералізованою водою - **питомий опір зменшується** (рисунок 3.8) (більше впливає температура ніж зростання тиску).

Рисунок 3.8 - Відносна зміна питомого електричного опору осадкових порід, насичених 20%-им розчином NaCl, під впливом тиску і температури, що відповідають різним глибинам (за Г.М.Авцяном).

1 – пісковик; 2 – вапняк, доломіт, мергель доломітизований, пісковик низькопористий;
3 – ангідрит.

$\rho_{п0}$ – питомий опір породи за тиском і температурою, що відповідають денній поверхні;
 $\rho_{пН}$ – те ж на глибині Н.



Про електричну анізотропію

Структура і текстура порід впливають на питомий опір та зумовлюють *електричну анізотропію* – різну електропровідність уздовж і упоперек нашаруванню.

Величину анізотропії визначають коефіцієнтом анізотропії:

$$\lambda = \sqrt{\rho_n / \rho_t}$$

де ρ_n – питомий опір струму, що протікає перпендикулярно до шаруватості породи;
 ρ_t - те ж уздовж шаруватості.

Таблиця 3.4 - Межі зміни значень коефіцієнта анізотропії λ для деяких гірських порід (за В.К.Хмелевським)

Породи	λ
Глина слабошарувата	1,0-1,1
Глина з прошарками пісків	1,1-1,15
Глина сланцювата	1,1-1,6
Вапняк	1,0-1,3
Сланець глинистий	1,2-2,2
Кам'яне вугілля	1,3-2,5
Антрацит	1,5-2,5
<i>Сланець графітовий і вуглистий</i>	2,0-3,0
Порода тріщинувата скельна	1,0-1,1

3.3.2 Діелектрична проникність

Відносна діелектрична проникність ϵ_r - це параметр, який показує, у скільки разів зменшується напруженість первинного електричного поля в діелектриках (гірських породах і розчинах, що володіють діелектричними властивостями) відносно напруженості поля у вакуумі.

Відносна діелектрична проникність ϵ величиною безрозмірною; набуває високих значень при вимірах у високочастотних електромагнітних полях. У слабо змінних полях (в методах електророзвідки на постійних струмах) відносна діелектрична проникність $\epsilon_r \approx 1$. У вакуумі $\epsilon_v = 1$. У повітрі $\epsilon_v \approx 1.0005$.

Зменшення сили взаємодії між зарядами викликано процесами поляризації середовища. У електричному полі електрони в атомах та молекулах зміщуються і тому виникає наведений дипольний момент. Ті молекули, які мають власний дипольний момент (наприклад, молекула води), орієнтуються в електричному полі. *Дипольні моменти створюють своє електричне поле, яке протидіє тому полю, що зумовило їх появу. В результаті сумарне електричне поле зменшується.* При невеликих полях таке зменшення можна описати за допомогою діелектричної проникності.

Діелектричну проникність визначають (в системі СІ): $\epsilon \approx \epsilon_0 \cdot \epsilon_r$

де $\epsilon_0 = 10^7 / (4 \cdot \pi \cdot c^2)$ Ф/м – проникність вакууму (електрична постійна);

c – швидкість світла;

В системі СГС $\epsilon \equiv \epsilon_r$

Таблиця 3.5 - Значення відносної діелектричної проникності ϵ_v деяких мінералів і гірських порід (за В.М.Дахновим)

Мінерали	ϵ_v	Гірські породи	ϵ_v
Ангідрит	5,7-6,3	Базальт	6,0-12,0
<i>Вода при $t=20^0C$</i>	80,0	Габро	6,0-12,0
<i>Вода при $t=100^0C$</i>	55,0	<i>Глина</i>	10,0-20,0
Гематит	25,0	Гнейс	6,0-15,0
Кальцит	7,5-8,7	Граніт	6,0-10,5
Кварц	4,3-4,7	<i>Доломіт</i>	7,0-35,0
Лимоніт	10,0-11,0	<i>Вапняк</i>	7,5-30,0
Польовий шпат	4,5-6,2	Кам'яна Сіль	6,0
Сфалерит	7,8-8,3	Кам'яне вугілля	2,5-15,0
<i>Нафта</i>	2,0-2,7	<i>Пісковик</i>	4,5-10,0
		Сієніт	7,0-14,0

Підвищення вологості гірських порід призводить до збільшення діелектричної проникності (див. таблицю 3.5 і рисунок 3.9).

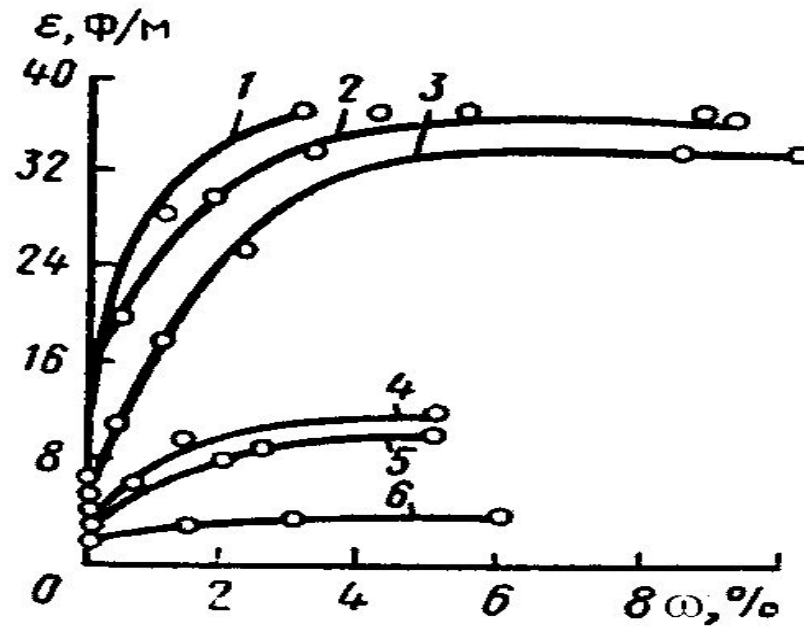


Рисунок 3.9 - Залежність діелектричної проникності ϵ від об'ємної вологості ω (за Є.І. Пархоменком)

1 – доломіт; 2 – мергель; 3-5 алевроліти різних типів; 6 – пісковик.

Зростання пористості сухих чи нафтонасичених порід приводить до зменшення діелектричної проникності (див. таблицю 3.5 і рисунок 3.10).

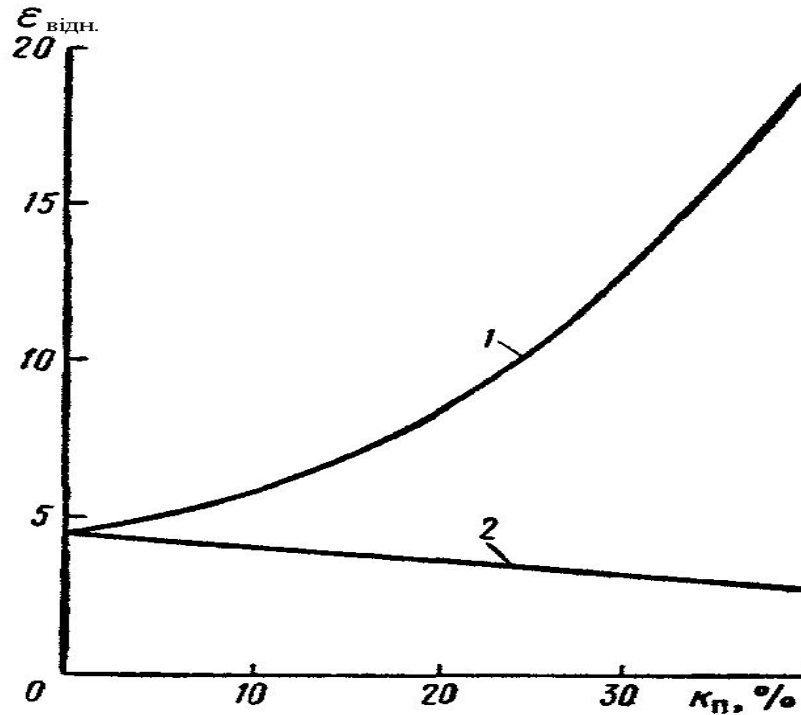


Рисунок 3.10 - Залежність відносної діелектричної проникності $\epsilon_{\text{в}}$ від коефіцієнту пористості $\kappa_{\text{п}}$ (за В.М.Дахновим):

1 – при повному насиченні водою; 2 – те ж, повітрям, нафтою чи газом.

З підвищенням температури діелектрична проникність води і вологих порід знижується, а сухих порід - зростає.

3.3.3 Магнітна проникність

Магнітна проникність характеризує здатність середовища змінювати напруженість зовнішнього магнітного поля H :

$$\mu = B/H$$

де B – індукція магнітного поля (напруженість поля, зумовлена впливом середовища).

Величину μ вимірюють у Генрі на метр (Гн/м).

Розрізняють абсолютну μ і відносну μ_r магнітні проникності:

$$\mu = \mu_0 \cdot \mu_r, \quad (3.17)$$

де μ_0 - магнітна постійна (магнітна проникність вакууму), рівна $4\pi \cdot 10^{-7}$ Гн/м.

Відносна магнітна проникність визначається через магнітну сприйнятливість χ середовища (гірської породи) за формулою:

$$\mu_r \approx 1 + 4 \cdot \pi \cdot \chi$$

При вимірах у повітрі з достатньою точністю можна приймати $\mu_r \approx 1$.

Таблиця 3.6 - Магнітна сприйнятливість χ деяких мінералів та гірських порід
(за В.М.Дахновим)

Мінерали та гірські породи	$\chi, \cdot 10^{-5}$ од. Ci	Мінерали та гірські породи	$\chi, \cdot 10^{-5}$ од. Ci
Діа- і парамагнітні мінерали		Магнітні гірські породи	
Авгіт	250-200	Базальт	$1,6 \cdot 10^2 - 0,6 \cdot 10^4$
Ангідрит	-(10-15)	Габро	$0,4 - 1,5 \cdot 10^4$
<i>Біотит</i>	<i>1200-1300</i>	Граніт	$0 - 0,6 \cdot 10^4$
Графіт	-25 - 0	Кварцовий порфірит	$0 - 0,25 \cdot 10^4$
Доломіт	10-50	Перидотит	$5 \cdot 10^2 - 10 \cdot 10^4$
Кальцит	-14-8	Порфірит	$0 - 3 \cdot 10^4$
Кварц	-15-0	Сієніт	$0 - 0,9 \cdot 10^4$
Феромагнітні мінерали		Метаморфічні гірські породи	
Ільменіт	$(0,4-3) \cdot 10^5$	Гнейс	$0 - 0,25 \cdot 10^4$
Магнетит	$(0,25-20) \cdot 10^5$	Кварцит	$0 - 20 \cdot 10^4$
Піротин	$(0,25-12) \cdot 10^5$	Роговик	$0 - 0,25 \cdot 10^4$
Титаномагнетит	$(0,006-1,7) \cdot 10^5$		
Осадкові гірські породи			
Ангідрит, гіпс	-100 ÷ 100	Мергель	25 ÷ 250
Глина	0 ÷ 2500	Пісковик	0 ÷ 1250
Вапняк	0 ÷ 300	Пісковик магнетитовий	$625 \div 10^3$

3.3.4 Природна електрохімічна активність

Електрохімічна активність порід (мВ) залежно від чинників, які викликають поляризацію, поділяється на:
дифузійно-адсорбційну, фільтраційну, окисно-відновну.

Дифузійно-адсорбційна активність виникає у випадку розбіжності концентрацій і хімічного складу солей, що насичують води контактних товщ.

Величина її може сягати **декількох десятків мВ** залежно від різниці концентрацій електролітів.

На знак і величину різниці потенціалів, яка виникає на границі шарів, впливає також мінералогічний склад контактних порід.

Простежується чіткій зв'язок дифузійно-адсорбційної активності з вмістом глинистих фракцій (рисунок 3.11) і об'ємною вологістю гірських порід (рисунок 3.12).

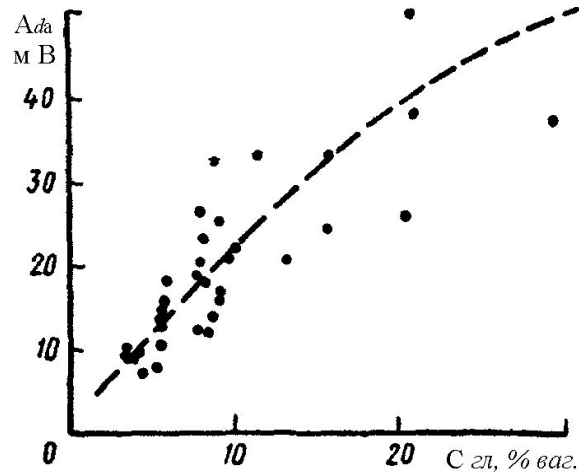


Рисунок 3.11 - Залежність дифузійно-адсорбційної активності A_{da} уламкових порід від вмісту глинистих фракцій C_{gl} (за В.М.Дахновим).

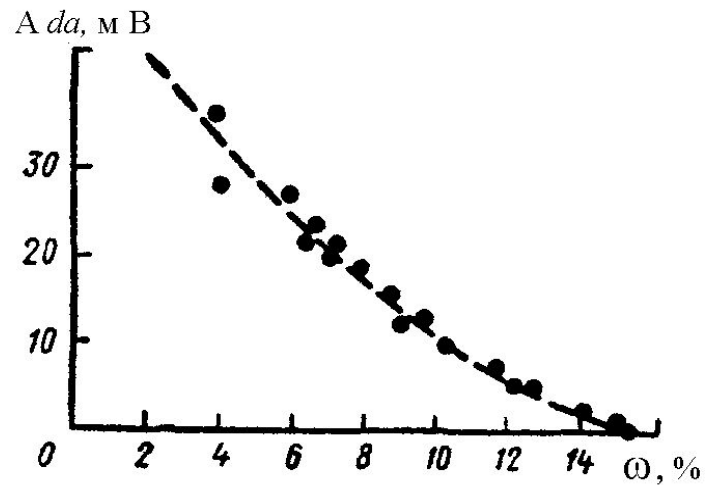


Рисунок 3.12 - Залежність дифузійно-адсорбційної активності A_{da} від об'ємної вологості ω піщано-глинистих порід (за В.М.Дахновим).

Фільтраційна активність виникає у випадку фільтрації підземних вод через пори в породі.

Величина її зростає зі збільшенням проникності порід.

Простежується зв'язок розподілу потенціалів фільтрації з рельєфом місцевості: підвищенням рельєфу відповідають занижені значення потенціалів фільтрації.

Окислювально-відновна активність – здатність рудних тіл створювати на границі електронних і іонних провідників природні потенціали.

Ці потенціали досягають найбільшої величини в гірських породах, що містять **сульфідні руди, вугілля і графіти.**

Суттєве значення в утворенні природних потенціалів відіграють хімічний склад і концентрація підземних вод.

Окислювально-відновна активність значно вища за дифузійно-адсорбційну і фільтраційну і може сягати до 1000 мВ.

Природні потенціали збільшуються зі збільшенням у розчинах концентрацій кисню.

3.3.5 Викликані поляризаційні властивості

Викликаною електрохімічною активністю гірських порід, чи викликаною поляризацією, називають властивість порід *поляризуватися* при проходженні електричного струму і створювати в навколишньому просторі електричне поле *після вимикання струму*.

Поляризованість η дорівнює відношенню різниці потенціалів викликаної поляризації $\Delta U_{ВП}$ виміряної через 0,5 сек після відключення живильного струму, до різниці потенціалів первинного поля $\Delta U_{пр}$:

$$\eta = \frac{\Delta U_{ВП}}{\Delta U_{пр}} \cdot 100 \quad , \% \quad (3.20)$$

Значення η різних порід змінюється в межах 0,1-40%.

Для порід, що не містять мінералів з електронною провідністю, характерна величина $\eta=1.4\% \div 6\%$.

У цілому відзначається зростання поляризованості зі зменшенням діаметра часток, що складають породу.

Однак поляризованість чистих глин в природному заляганні майже нульова, що пояснюється високим вмістом порових вод, які різко знижують викликану електрохімічну активність.

Отже поляризованість піщано-глинистих відкладів зростає, якщо вміст глинистих (дрібнодисперсних) часток зменшується.

3.4. Пружні властивості гірських порід

3.4.1 Пружні коливання і поширення хвиль в ідеально пружних середовищах

Пружне тіло – сукупність дискретних часток, зв'язаних між собою силами притягання і відштовхування.

У пружному середовищі ці протилежні за знаком сили знаходяться у рівновазі.

Пружні тіла поділяються на газоподібні, рідкі і тверді.

У газах внутрішні сили, що зв'язують частки одну з одною, мізерно малі. Стисливість рідин і твердих тіл у сотні тисяч разів менша за стисливість газів.

Абсолютно нестисливих тіл у природі не існує, інакше не виникали б пружні хвилі.

*У рідкому середовищі існує тільки пружність об'єму, у **твердому** – пружність об'єму і форми.*

Ідеально пружним вважають тіло, яке змінює об'єм і форму, якщо до нього прикладають силу, і повертається у вихідний стан після припинення дії сили.

*Зміна розмірів чи форми пружного тіла, що виникає внаслідок прикладання сили, називають **деформацією**.*

Будь-який струс, викликаний вибухом, ударом чи землетрусом, може бути причиною (*джерелом*) виникнення *пружних сейсмічних хвиль*.

В області джерела створюються пружні деформації порід, які поширюються в усі боки у вигляді сейсмічних хвиль.

В осередку вибуху чи землетрусу на гірські породи діють сили протягом *дуже коротких проміжків часу*.

Тому земні надра реагують на деформації, передані з джерела порушення коливань, практично як *ідеально пружне середовище*.

Теорія поширення пружних хвиль ґрунтується на наступних фізичних положеннях:

1- реальне середовище, у якому поширюються пружні хвилі, розглядають як суцільне, тобто відстань між частинками середовища *незначна* порівняно з довжиною сейсмічних хвиль;

2- деформації і зсуви, що виникають підчас поширення пружних хвиль в гірських породах, є відносно *невеликими*;

3- механічні властивості середовища описуються *лінійними законами Гука*, які пов'язують напруги і деформації; закони Гука справедливі для ідеально пружних середовищ.

Середовища, механічні властивості яких підпорядковуються нелінійним законам зв'язку напруги і деформації, називають неідеально пружними.

3.4.2 Параметри пружного середовища.

Деформації тіла викликані напругами.

Під напругою розуміють силу, що діє на елементарну (одичичну) площадку в пружному тілі.

$$P=F/S$$

Напруга вимірюється в Паскалях (Па).

Пружні властивості ізотропного твердого середовища визначаються двома пружними сталими - модулем Юнга E і коефіцієнтом Пуассона ν .

Для ізотропних пружних середовищ між напругами і деформаціями дослідним шляхом встановлені співвідношення - *закони Гука*:

Відносне подовження тіла зв'язане з розтягувальною напругою співвідношенням

$$\frac{\Delta l}{l} = \frac{P}{E} \quad (3.26)$$

де $\Delta l/l$ – відносне подовження; P – напруга, Па;

E – *модуль поздовжнього подовження – модуль Юнга*.

Відносне поперечне скорочення (потовщення), що відбувається під час подовження (стискання) тіла, пропорційне відносному подовженню (стисканню)

$$\frac{\Delta d}{d} = \nu \frac{\Delta l}{l} \quad (3.27)$$

$\Delta l/l$ - відносне подовження тіла,

$\Delta d/d$ - відносна зміна його поперечного розміру,

ν - коефіцієнт Пуассона (безрозмірний).

Чисельна величина ν для більшості твердих тіл близька до **0,25**.

Також пружні властивості середовища можуть бути описані через пружні постійні Ламе (λ , μ) і модуль всебічного стиску k .

λ - модуль поздовжньої деформації, коли немає поперечної деформації;

μ - модуль зсуву, тобто зміни форми, при зберіганні об'єму.

Вони можуть бути виражені через модуль Юнга і коефіцієнт Пуассона:

$$\lambda = \frac{\nu}{(1+\nu)(1-\nu)} E \quad (3.28)$$

$$\mu = \frac{1}{2} \frac{E}{(1+\nu)} \quad (3.29)$$

модуль об'ємного розширення:

$$k = \frac{1}{3} \frac{E}{(1-2\nu)} \quad (3.30)$$

3.4.3 Типи пружних хвиль і швидкість їх розповсюдження.

Будь-яка деформація елементарного об'єму пружного середовища може розглядатися як результат накладання деформацій об'єму і форми (зсуву).

З кожною з них пов'язані певні типи пружних хвиль – *поздовжні P і поперечні S*.

Пружні властивості гірських порід залежать в основному від їх *пористості і літологічного складу* - від тих же чинників, що і густина, але характер цієї залежності інший.

Швидкість поширення поздовжніх хвиль V_P зв'язана з модулем Юнга E , коефіцієнтом Пуассона ν і густиною σ співвідношенням:

$$V_P = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \cdot \frac{(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}} \quad . \quad (3.33)$$

Швидкість поширення поперечних хвиль V_S :

$$V_S = \sqrt{\frac{E}{\sigma} \cdot \frac{1}{2(1+\nu)}} \quad . \quad (3.34)$$

З виразів (3.33 та 3.34) видно, що між V і σ існує зворотна залежність. Однак, зі зміною σ модуль E зростає значно швидше, тому в природі частіше спостерігається пряма залежність між σ і V .

З порівняння виразів (3.33) і (3.34) випливає, що поздовжні хвилі поширюються значно швидше, ніж поперечні, і першими досягають пунктів, віддалених від джерел цих хвиль:

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{\frac{2(1-\nu)}{1-2\nu}} \quad . \quad (3.35)$$

Або ($\nu \approx 0,25$):

$$\frac{V_P}{V_S} = \sqrt{3} = 1.73 \quad . \quad (3.36)$$

У рідинах поперечні хвилі не виникають, тобто $V_S = 0$.

Поздовжні і поперечні хвилі об'єднані у поняття “ *об'ємні хвилі* ”.

Земна поверхня є поверхнею пружного середовища, на якій утворюються так звані “ *поверхневі хвилі* ”.

Поверхневі хвилі виникають у тонкому приповерхневому шарі та володіють малою швидкістю поширення хвиль.

Інтенсивність поверхневих хвиль дуже *швидко згасає* з віддаленням від денної поверхні.

Розрізняють

- поверхневі *хвилі Релея*, рух частинок у яких відбувається у вертикальній площині, паралельній напрямку поширення хвиль,
- поверхневі *хвилі Лява*, що є зсувом частинок, розташованих в горизонтальній площині, перпендикулярно напрямку розповсюдження хвилі.

Сейсморозвідку використовують переважно для пошуків родовищ вуглеводнів в районах розвитку *осадових порід*.

Середовища, що представлені магматичними та метаморфічними породами, вивчають у ході регіональних робіт та у рудній сейсморозвідці.

Швидкість розповсюдження поздовжніх хвиль V_p

- в *уламкових та глинистих* породах рідко перевищує **3,5 км/с**,
- у *хемогенних та органогенних* породах складає **4-6 км/с**.

(поперечні хвилі розповсюджуються зі швидкостями приблизно у двічі меншими).

Для уламкових та глинистих порід швидкості пружних хвиль *збільшуються*:

- зі збільшенням глибини залягання,
- із зменшенням пористості,
- збільшенням густини,
- зі збільшенням віку порід.

У **хемогенних та органогенних породах** швидкість *мало залежить* від глибини залягання та віку.

У магматичних породах спостерігається збільшення швидкості в ряду від порід кислого складу (*граніт, кварцовий порфір* та ін.) до основних (*габро, діабаз, базальт*) та від основних до ультраосновних (*перидотит, пироксеніт, дуніт, гиперстеніт* та ін.), а також із збільшенням глибини залягання порід та зростанням статичного тиску. (V_p змінюється від 4 до 8 км/с; V_s – від 2,5 до 4,3 км/с).

У метаморфічних породах (*гнейси, кристалічні сланці, серпентин, мармур*) швидкості поздовжніх та поперечних хвиль змінюються в широких межах – від значень, що відповідають *осадовим породам*, до значень, характерних для магматичних утворень.

Таблиця 3.9 – Швидкість розповсюдження пружних хвиль

Гірська порода або середовище	V_p , м/с	V_s , м/с
<i>Повітря</i> (залежно від температури, тиску)	310-360	-
<i>Шар ґрунту</i>	100-500	50-300
<i>Гравій, щебінь, пісок сухий</i>	100-600	60-400
<i>Пісок вологий</i>	200-1800	100-500
Глина	1200-2500	100-750
Пісковик	1500-4000	600-2500
Крейда	1800-3500	700-1800
Мергель	2000-3500	1100-1800
Вапняк, доломіт	2500-6000	1200-3500
<i>Ангідрит, гіпс</i>	<i>4500-6500</i>	2200-4000
Метаморфічні породи	3500-6800	2400-4200
Граніт	4000-5700	1800-3500
Вугілля	1700-2800	1000-1500
Нафта	1300-1400	-
<i>Сіль</i>	<i>4200-5500</i>	2100-3300
Вода (залежно від температури та мінералізації)	1430-1590	-
Лід	3100-4200	1600-2100

3.5 Зв'язок між різними параметрами фізичних властивостей гірських порід

1. Зв'язок між швидкістю поздовжніх хвиль і густиною.

В практиці комплексних геофізичних досліджень переважає емпіричне правило: збільшення густини супроводжується збільшенням швидкості сейсмічних хвиль, що не відповідає теоретичним формулам 3.33÷3.34 і пояснюється більшим впливом інших петрофізичних параметрів та фізико-геологічних факторів:

Фізико-геологічні чинники, що зумовлюють *прямий зв'язок*:

- 1) Швидкість і густина тісно пов'язані з пористістю порід, тому в **пористих породах**, де основним чинником зміни фізичних властивостей є зміна об'єму пор, існує прямий взаємозв'язок між густиною порід і швидкістю поширення пружних коливань.
- 2) Швидкість і густина корелюються з підвищенням **основності магматичних порід**.

Фізико-геологічні чинники, що зумовлюють складний, часто *обернений зв'язок*:

- 1) Швидкість розповсюдження пружних хвиль – величина векторна, змінюється з частотою хвиль, у той час, як густина – величина скалярна.
- 2) *При насиченні пор рідиною від 75 до 100% швидкість поздовжніх хвиль зменшується на 10-15%, але густина породи збільшується.*
- 3) *Збільшення системи тріщин призводить до порушення монолітності порід, погіршує контакти між часточками, що призводить до істотного зменшення швидкості, але не чинить помітного впливу на густину.*
- 4) *При підвищенні тиску швидкість у кристалічних породах збільшується на десятки відсотків, а густина залишається практично незмінною.*
- 5) *З широко розповсюджених осадових порід аномальне співвідношення між густиною і швидкістю спостерігається для кам'яної солі: для неї характерна висока пластова швидкість та низька густина.*

За Ф.Берчем, зв'язок між густиною і швидкістю визначається співвідношенням

$$V = \alpha + \beta\sigma \quad , \quad (3.37)$$

де α і β - числові коефіцієнти.

Приклади такого зв'язку (для певного регіону):

Таблиця 3.10 - Зв'язок густини σ і швидкості V магматичних порід за різних тисків P

$P, 100 \text{ кПа}$	$V=f(\sigma), \text{ км/с}$	$\sigma=f(V) \cdot 10^3 \text{ кг/м}^3$	R
1	$3,35\sigma-3,46$	$0,216V+1,54$	0,85
1000	$2,72\sigma-1,24$	$0,274V+1,06$	0,86
4000	$2,54\sigma-0,52$	$0,291V+0,89$	0,86
6000	$2,54\sigma-0,47$	$0,312V+0,74$	0,89
10000	$2,44\sigma-0,06$	$0,293V+0,83$	0,85

R – коефіцієнт
кореляції.

2. Зв'язок між електричними і пружними властивостями.

У пористих теригенних породах залежність електричного опору і швидкості пружних хвиль від пористості зумовлює кореляцію між електричними і пружними властивостями.

Для непористих середовищ зазначений зв'язок відсутній.

Т.С. Ізотовою була отримана залежність для теригенних порід (піщано-глинистих порід) Дніпровсько-Донецької западини:

$$\rho_{\Pi} = 0,56 \cdot e^{1,26V},$$

з коефіцієнтом кореляції **0,89**.

У випадку узгодженого залягання опорних сейсмічних і електричних горизонтів можна оцінити зв'язок між середньою швидкістю пружних хвиль V_{cp} і геоелектричними параметрами товщ перекриття:

1) для границь відбиття за даними t_0 і середньої швидкості V_{cp} оцінюються глибини H

$$H = V_{cp} \cdot t_0 / 2.$$

2) глибина до опорного електричного горизонту H за сумарною поздовжньою провідністю S і величиною середнього поздовжнього опору ρ_{\parallel}

$$H = S \cdot \rho_{\parallel}$$

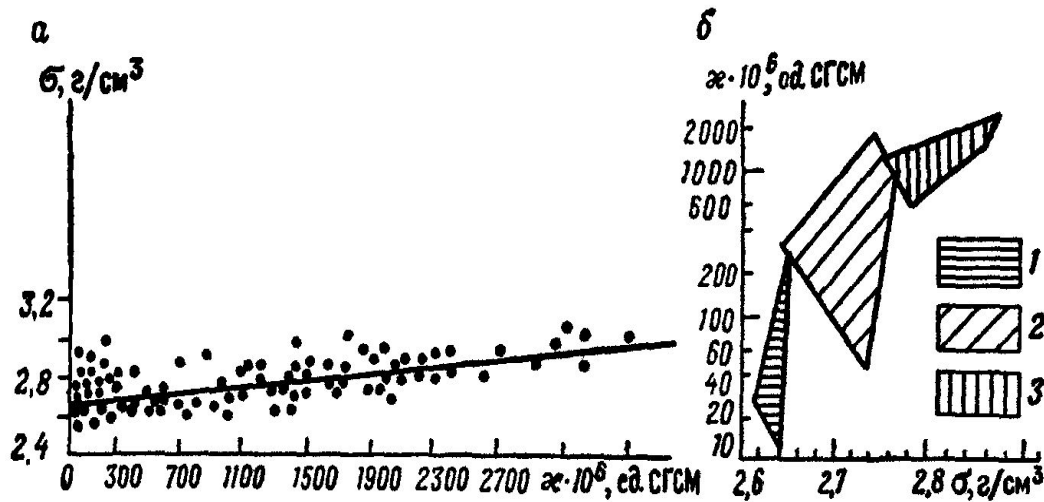
За цими рівняннями не складно записати кореляційні залежності

$$\rho_{\parallel} = KV_{cp}, \quad V_{cp} = \frac{1}{K} \rho_{\parallel},$$

де $K = \frac{t_0}{2S}.$

3. Зв'язок між густиною і магнітною сприйнятливістю.

Для **магматичних порід** з підвищенням основності відзначається збільшення густини і магнітної сприйнятливості.



На рисунку 3.13а наведено дані про кореляцію цих параметрів за матеріалами Центрального Казахстану (а - А.К Курськеєв, Б.М. Урзаєв, 1966р.) і Волго-Камського краю (б - за Г.Е. Кузнєцовим).

Рівняння зв'язку з порівняно невисоким коефіцієнтом кореляції **0,65** має вигляд

$$\sigma = 92 \cdot 10^{-6} \chi + 2,65. \quad (3.43)$$

Вивчення зв'язку між густиною і магнітною сприйнятливістю має важливе значення для інтерпретації гравітаційних і магнітних аномалій, зумовлених магматичними породами фундаменту.

- 1.1 Характеристика густини магматичних і метаморфічних порід. Середні густини гранітного і базальтового шару, верхньої мантії.
 - 1.2 Характеристика густини теригенних порід. Середній інтервал густин для пластової води, нафти і газу.
 - 1.3 Характеристика густини карбонатних і хемогенних порід.
 - 1.4 Загальні закономірності зміни густини порід у земній корі.
-
- 2.1 Поняття залишкової намагніченості, точки Кюрі, магніострикції. Які речовини володіють цими властивостями?
 - 2.2 Фактори, які визначають магнітні властивості магматичних порід, та характер їх впливу.
 - 2.3 Фактори, які визначають магнітні властивості осадових і метаморфічних порід, та характер їх впливу.
 - 2.4 Поділ гірських порід і мінералів за магнітними властивостями, характеристика їх магнітної сприйнятливості.
-
- 3.1 Вплив пористості, вологості і мінералізації пластових вод на питомий опір.
 - 3.2 Вплив віку, глибини, температури і тиску на питомий опір.
 - 3.3 Діелектрична проникність і фактори, які впливають на діелектричну проникність осадових порід, та характер їх впливу.
 - 3.4 Види електрохімічної активності осадових порід і фактори, які впливають на електрохімічну активність, та характер їх впливу.

Колоквіум-3 (продовження):

4.1 Типи пружних хвиль.

4.2 Швидкість розповсюдження пружних хвиль в магматичних і метаморфічних породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

4.3 Швидкість розповсюдження пружних хвиль в уламкових і глинистих породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

4.4 Швидкість розповсюдження пружних хвиль в хомогенних і органогенних породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

5.1 Характер зв'язку між густиною і магнітною сприйнятливістю.

5.2 Характер зв'язку між швидкістю розповсюдження повздовжніх хвиль і густиною .

5.3 Зв'язок між середньою швидкістю пружних хвиль і геоелектричними параметрами товщ перекриття; умови достовірного зв'язку.

5.4 Характер зв'язку між густиною і електричним опором гірських порід .

1-варіант 1. Характеристика густини магматичних і метаморфічних порід. Середні густини гранітного і базальтового шару, верхньої мантії.

2. Поняття залишкової намагніченості, точки Кюрі, магнітострикції. Які речовини володіють цими властивостями?

3. Вплив пористості, вологості і мінералізації пластових вод на питомий опір.

2-варіант 1. Характеристика густини теригенних порід. Середній інтервал густин для пластової води, нафти і газу.

2. Фактори, які визначають магнітні властивості магматичних порід, та характер їх впливу.

3. Вплив віку, глибини, температури і тиску на питомий опір.

3-варіант 1. Характеристика густини карбонатних і хемогенних порід.

2. Фактори, які визначають магнітні властивості осадових і метаморфічних порід, та характер їх впливу.

3. Діелектрична проникність і фактори, які впливають на діелектричну проникність осадових порід, та характер їх впливу.

4-варіант 1. Загальні закономірності зміни густини порід у земній корі.

2. Поділ гірських порід і мінералів за магнітними властивостями, характеристика їх магнітної сприйнятливості.

3. Види електрохімічної активності осадових порід і фактори, які впливають на електрохімічну активність, та характер їх впливу.

Колоквіум-3 (продовження):

1-варіант 4. Типи пружних хвиль.

5. Характер зв'язку між густиною і магнітною сприйнятливістю.

2-варіант 4. Швидкість розповсюдження пружних хвиль в магматичних і метаморфічних породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

5. Характер зв'язку між швидкістю розповсюдження повздовжніх хвиль і густиною .

3-варіант 4. Швидкість розповсюдження пружних хвиль в уламкових і глинистих породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

5. Характер зв'язку між швидкістю розповсюдження повздовжніх хвиль і геоелектричними параметрами товщ перекриття; умови достовірного зв'язку.

4-варіант 4. Швидкість розповсюдження пружних хвиль в хомогенних і органогенних породах та фактори, які впливають на швидкість пружних хвиль.

5. Характер зв'язку між густиною і електричним опором гірських порід .