

Вітвіцький С.В.

Богданович Р.П.

Капштик М.В.

ГРУНТОЗНАВСТВО З ОСНОВАМИ ГЕОЛОГІЇ

Навчальний посібник

Київ – 2017

УДК 631.4:55(072)

ББК 40.3:26.3973

Г 90

Затверджено до друку Вченою радою Національного університету біоресурсів і природокористування України, протокол № від _____

Р е ц е н з е н т и:

ТАРАРІКО Ю.О. - доктор сільськогосподарських наук, професор, член-кореспондент НААН України, завідувач відділення агроресурсів та використання меліорованих земель («Інститут водних проблем і меліорації НААН України»);

ДЕГОДЮК Е.Г. - доктор с.-г. наук, професор, академік Європейської академії наук, головний науковий співробітник відділу агрохімії (ННЦ «Інститут землеробства НААН України»)

Вітвіцький С.В., Богданович Р.П., Капштик М.В.

Г 90 Грунтознавство з основами геології. Навчальний посібник . К.: Видавництво, 2017.- 287с.

ISBN _____

З давніх часів людина при використанні землі оцінювала її перш за все з точки зору здатності виробляти урожай рослин. Тому поняття родючість ґрунту було відомо ще до становлення ґрунтознавства як науки і виражало найбільш істотну властивість землі як засобу виробництва. Для кількісної оцінки родючості ґрунтів використовують показники, які знаходяться в кореляційного зв'язку з урожаєм. Ці показники об'єднані в три групи: агрофізичні, біологічні та агрохімічні.

Навчальний посібник присвячений визначенню показників родючості ґрунтів стандартними методами лабораторного аналізу та польового дослідження ґрунтів, а також оцінці отриманих результатів. Автори вдало роблять наголос на поєднанні інтерпретації результатів з методиками розрахунків балансу органічної речовини та біофільних елементів у ґрунті, наводять формули для розрахунку оптимальних параметрів фізичних, водно-фізичних, фізико-хімічних та агрохімічних властивостей ґрунтів.

Матеріали посібника дають змогу оволодіти методами аналізу ґрунтів та оцінки властивостей, які визначають їх родючість, опанувати методики контролю їх екологічного стану, навчитися управляти ґрунтовими процесами і режимами.

Видання призначене для викладачів і студентів ВНЗ агрономічної, біологічної і екологічної спеціалізацій, науковців, що спеціалізуються на проблемах раціонального сільськогосподарського використання земельних ресурсів, співробітників системи Міністерства аграрної політики та продовольства тощо.

УДК 631.4:55(072)

ББК 40.3:26.3973

ISBN _____

© Вітвіцький С.В., Богданович Р.П.,
Капштик М.В., 2017
© НУБіП України, 2017

ЗМІСТ

Передмова	3
Розділ 1. Вчення про Землю	5
1.1 Земля як космічне і фізичне тіло	5
1.2 Внутрішня і зовнішня будова Землі	5
Розділ 2. Мінералогія	10
2.1 Кристалографія	10
2.1.1 Загальні поняття про кристалічні й аморфні речовини	10
2.1.2 Кристалографія як наука	11
2.1.3 Властивості кристалічних речовин	11
2.1.4 Морфологія і симетрія кристалічних багатогранників	14
2.1.4.1 Морфологія кристалів	14
2.1.4.2 Прості форми й комбінації	15
2.1.5 Закон сталості гранних кутів	15
2.1.6 Симетрія кристалів	17
2.1.6.1 Поняття про елементи симетрії	17
2.1.6.2 Символ симетрії. Поняття про види симетрії	20
2.1.6.3 Кристалографічні осі	21
2.1.6.4 Види граней	24
2.1.7 Класифікація кристалографічних форм за симетрією. Поняття про сингонії	26
2.1.8 Внутрішня будова кристалічних речовин	33
2.1.8.1 Просторова ґратка	34
2.1.8.2 Структура кристалічних речовин	39
2.1.8.3 Типи кристалічних структур	41
2.1.9 Поняття про ізоморфізм, поліморфізм, псевдоморфізм	46
2.2 Процеси утворення мінералів	48
2.3 Методи дослідження мінералів	55
2.4 Фізичні властивості мінералів	56
2.5 Форми знаходження мінералів у природі. Мінеральні агрегати	64
2.6 Класифікація мінералів	65
Самородні елементи	67
Сірчисті сполуки (сульфіди)	69
Галоїди	72
Оксиди	75
Карбонати	81
Сульфати	85
Фосфати	88
Нітрати	90
Органічні сполуки	91
Силікати	92
Розділ 3. Петрографія	118
3.1 Поняття про гірські породи	118
3.2 Мінералогічний склад гірських порід. Поняття про первинні	119

	і вторинні мінерали	
3.3	Властивості гірських порід	120
3.4	Магматичні гірські породи	122
3.4.1	Склад магматичних порід	123
3.5	Осадкові гірські породи	129
3.5.1	Утворення осадкових порід	130
3.5.2	Структура та особливості хімічного і мінерального складу, текстура осадкових порід	131
3.5.3	Класифікація осадкових порід	132
3.6	Метаморфічні гірські породи	142
3.6.1	Характеристика найбільш поширених метаморфічних порід	145
	Розділ 4 Генетичні типи ґрунтоутворюючих порід та поширення їх на Україні	148
4.1	Характеристика ґрунтоутворюючих порід	148
4.2	Поширення ґрунтоутворюючих порід на території України	150
	Розділ 5. Агрономічні руди	153
	Лабораторна частина ґрунтознавства	156
	Відбір зразків ґрунту	157
	Підготовка зразків ґрунту до лабораторних досліджень	157
	Розділ 6. Гранулометричний склад ґрунту	158
6.1.	Класифікація механічних елементів та їх властивості	158
6.2.	Діагностика ґрунтів за гранулометричним складом	160
6.3.	Гранулометричний аналіз ґрунту	161
6.3.1.	Підготовка ґрунту до гранулометричного аналізу (за Н.А. Качинським)	163
6.3.1.1.	Підготовка безкарбонатного ґрунту	163
6.3.1.2.	Підготовка карбонатного ґрунту	165
6.3.2.	Підготовка ґрунту до гранулометричного аналізу методом розтирання з розчином пірофосфату натрію	165
6.3.3.	Кількісне визначення механічних елементів	166
6.3.4.	Розрахунки результатів гранулометричного аналізу	168
6.4.	Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом	170
6.5.	Гранулометричний склад ґрунтів України	172
6.6.	Застосування даних гранулометричного аналізу	173
	Розділ 7. Агрегатний стан ґрунту	178
7.1.	Агрегатний аналіз ґрунту за методом І. Саввінова	179
7.1.1	Сухий агрегатний аналіз	179
7.1.2.	Мокрий агрегатний аналіз	181
7.2.	Мікроагрегатний аналіз ґрунту за методом Н.А. Качинського	183
7.3.	Характеристика мікроагрегатності ґрунтів	185
	Розділ 8. Фізичні властивості ґрунтів	187
8.1	Визначення щільності твердої фази ґрунту за С.І. Долговим	187
8.2.	Щільність ґрунту	188
8.2.1.	Визначення щільності ґрунту	192

8.2.2. Застосування показників щільності ґрунту	195
8.3. Пористість ґрунту	196
8.3.1. Визначення загальної пористості	197
8.3.2. Визначення диференціальної пористості	199
8.4. Твердість ґрунту	200
8.4.1. Визначення твердості ґрунту твердоміром Ю.Ю. Рєвякіна	201
8.4.2. Розрахунок питомого опору ґрунту за твердістю	203
8.5. Фізична стиглість ґрунту	204
Розділ 9. Вода і водні властивості ґрунту	205
9.1 Стан і форми води в ґрунті	205
9.2. Польова вологість ґрунту і методи її визначення	208
9.2.1. Визначення польової вологості ґрунту ваговим методом	209
9.2.2. Органолептичний метод визначення вологості ґрунту	211
9.3. Водні властивості ґрунту	213
9.3.1. Гігроскопічна вологість	213
9.3.2. Максимальна гігроскопічність	217
9.3.3. Вологість в'янення рослин	219
9.3.3.1. Визначення вологості в'янення методом проростків	219
9.3.3.2. Визначення вологості в'янення методом обезводнювання за Францессоном	220
9.3.4. Найменша вологоємність	221
9.3.5. Капілярна вологоємність	222
9.3.5.1. Лабораторний метод визначення капілярної вологоємності	223
9.3.6. Повна вологоємність	224
9.3.6.1. Лабораторний метод	224
9.3.6.2. Розрахунковий метод	224
9.4. Практичне застосування даних про вологість та водні властивості ґрунту	224
Розділ 10. Органічні речовини ґрунту	228
10.1. Методи визначення гумусу	228
10.1.1. Визначення вмісту гумусу за методом Тюріна	229
10.1.2. Визначення гумусу з фенілантраніловою кислотою (метод Тюріна в модифікації Симакова)	231
10.1.3. Розрахунки запасів гумусу	234
10.1.4. Розрахунки запасів енергії в гумусі за С.А. Алієвим	234
10.1.5. Визначення показника реакційної здатності гумусу при сільськогосподарському використанні ґрунтів за М.І. Лактіоновим	235
10.2. Якісний склад гумусу	236
10.2.1. Прискорений пірофосфатний метод визначення складу гумусу за Коновою і Бельчиковою	237
10.3. Методи розрахунку балансу гумусу	238
10.3.1. Методика розрахункового визначення балансу гумусу в чорноземах за Г.Я. Чесняком	240
10.3.2. Методика розрахункового визначення балансу гумусу у дерново-підзолистих ґрунтах за А.М. Ликовим	249

10.3.3. Алгоритм розрахунку балансу гумусу в сівозмінах	255
Розділ 11. Фізико-хімічні властивості ґрунту	256
11.1. Ґрунтові колоїди та методи їх вивчення	257
11.2. Катіонообмінна здатність ґрунту	262
11.2.1. Попередні випробування	267
11.2.2. Визначення обмінних катіонів ґрунту за методом Шоленбергера	267
11.2.3. Трилонометричне визначення кальцію і магнію	268
11.2.4. Визначення суми обмінних кальцію і магнію	269
11.2.5. Визначення обмінного кальцію	269
11.2.6. Визначення обмінного калію і натрію на полуменевому фотометрі	270
11.2.7. Визначення суми обмінних основ за методом Каппена-Гільковиця	272
11.2.8. Визначення місткості катіонного обміну ґрунтів за методом П.В. Захарчука	273
11.2.9. Визначення обмінного натрію за методом М.М. Годліна	276
11.2.10. Вплив складу обмінних катіонів на фізико-механічні властивості ґрунтів	279
11.2.11. Визначення карбонатів в ґрунті газоволюметричним методом	280
11.3. Методи меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів	284
11.3.1. Визначення ступеня солонцюватості ґрунтів і доз гіпсу	285
11.3.2. Взаємодія гіпсу з ґрунтом	288
11.3.3. Строки, способи та місце внесення гіпсу в сівозмінах	288
11.4. Кислотність ґрунту, методи її визначення і регулювання	290
11.4.1. Поняття про кислотність ґрунту	290
11.4.2. Методи визначення кислотності ґрунту	295
11.4.2.1. Визначення активної кислотності ґрунту потенціометричним методом	295
11.4.2.2. Визначення обмінної кислотності ґрунту за методом Дайкухара	296
11.4.2.3. Визначення обмінної кислотності потенціометричним методом	297
11.4.2.4. Визначення гідролітичної кислотності за методом Г.Каппена	297
11.4.2.5. Визначення обмінної кислотності і рухомого (обмінного) алюмінію за методом О.В. Соколова	298
11.4.3. Методи хімічної меліорації кислих ґрунтів	301
11.4.3.1. Взаємодія вапна з ґрунтом	301
11.4.3.2. Визначення потреби ґрунтів у вапнуванні	302
11.4.3.3. Методи визначення доз вапна	304
11.4.3.4. Строки, способи та місце внесення вапна в сівозмінах	310
Розділ 12. Засолені ґрунти, методи їх визначення та меліорації	313
12.1. Аналіз водної витяжки для визначення засоленості ґрунтів	313

12.1.1. Приготування водної витяжки	314
12.1.2. Якісне визначення вмісту іонів	314
12.1.3. Визначення загальної суми водорозчинних речовин (сухий залишок)	315
12.1.4. Визначення загальної суми мінеральних водорозчинних речовин (залишок після прожарювання).....	315
12.1.5. Визначення рН водної витяжки потенціометричним методом	315
12.1.6. Визначення лужності водної витяжки	315
12.1.7. Визначення хлор-іонів методом Мора	319
12.1.8. Визначення сульфат-іонів	321
12.1.9. Визначення кальцію та магнію трилонометричним методом	322
12.1.10. Визначення іонів натрію та калію	323
12.1.11. Визначення суми натрію та калію розрахунковим методом	325
12.1.12. Перевірка точності аналізу водної витяжки	325
12.2. Встановлення типу і ступеня засолення ґрунту	326
12.3. Елементи меліорації засолених ґрунтів	330
12.3.1. Способи видалення солей з профілю засолених ґрунтів	333

ПЕРЕДМОВА

Практикум охоплює тематику лабораторно-практичних занять, які передбачені програмою підготовки спеціалістів сільського і лісового господарства. Поданий матеріал по геології, як науки про Землю, розкриває складні питання утворення гірських порід і мінералів, які їх складають, дає відомості про агрономічні руди, які використовуються як сировина при виробництві мінеральних добрив. Геологія, як наукова дисципліна, тісно пов'язана не лише з ґрунтознавством, агрономією, лісівництвом, а й з іншими природничими науками. З нею переплітаються такі ключові питання охорони оточуючого середовища, як захист ґрунтів від ерозії, захисні, водоохоронні та водорегулюючі функції лісів. Знання основ геології дозволяє вивчити взаємозв'язок між агрономічними і лісовими біоценозами та ґрунтовим вкриттям.

Лабораторна частина посібника дає змогу оволодіти методами аналізу ґрунтів та оцінки властивостей, які визначають їх родючість, проводити генетичний аналіз ґрунтового профілю, опанувати методики агровиробничого групування, бонітування ґрунтів та якісної оцінки земель. У практикумі наводиться детальна характеристика морфологічних ознак, генетичних горизонтів профілю ґрунтів, таксономічні одиниці їх генетичної класифікації, елементи номенклатури та діагностики. Представлена детальна характеристика основних зональних та інтразональних ґрунтів ґрунтових зон України, виходячи з їх морфологічних ознак та будови профілю.

Усі представлені матеріали та методики є дуже актуальними з точки зору земельної реформи та приватизації землі, що здійснюються зараз в Україні. Вони допомагають у вирішенні проблем оцінки земель, земельного кадастру охорони та моніторингу ґрунтів, що набувають першочергової ваги. Значну увагу приділено характеристиці та дослідженню ґрунтових деградацій, що має велике екологічне та соціальне значення.

ОСНОВИ ГЕОЛОГІЇ

Розділ 1. ВЧЕННЯ ПРО ЗЕМЛЮ

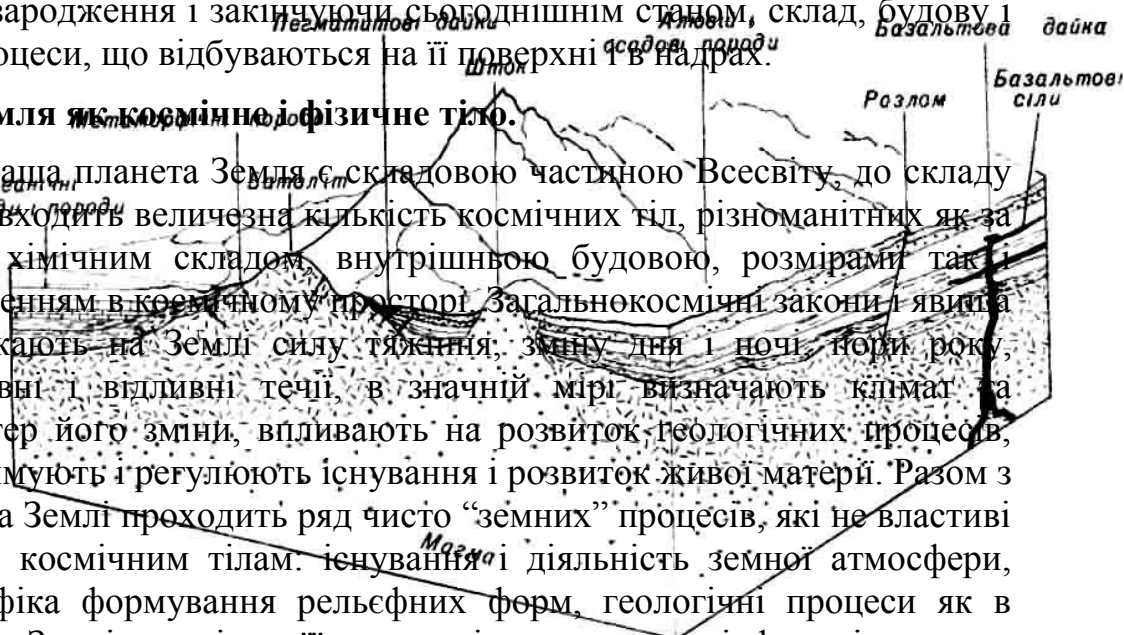
Геологія – це наука про землю. Назва «Геологія» походить від грецьких слів «Гео» – Земля і «логос» – вчення. Отже дослівно – це вчення про Землю. Вона вивчає історію розвитку Землі починаючи від її зародження і закінчуючи сьогодишнім станом, склад, будову і всі процеси, що відбуваються на її поверхні і в надрах.

1.1 Земля як космічне і фізичне тіло.

Наша планета Земля є складовою частиною Всесвіту, до складу якого входить величезна кількість космічних тіл, різноманітних як за своїм хімічним складом, внутрішньою будовою, розмірами так і положенням в космічному просторі. Загальнокосмічні закони і явища викликають на Землі силу тяжіння, зміну дня і ночі, пори року, приливи і відливи, течії, в значній мірі визначають клімат та характер його зміни, впливають на розвиток геологічних процесів, підтримують і регулюють існування і розвиток живої матерії. Разом з тим, на Землі проходить ряд чисто “земних” процесів, які не властиві іншим космічним тілам: існування і діяльність земної атмосфери, специфіка формування рельєфних форм, геологічні процеси як в надрах Землі, так і на її поверхні, виникнення і функціонування живої матерії в різноманітних її формах і проявах. Космічні і земні явища тісно пов’язані між собою і по суті сформували Землю такою, як ми її бачимо з морями, океанами, лісами, степами, пустелями і життям.

У Всесвіті виділяють наступні системи космічних скупчень: галактики, зіркові (сонячні) системи, зірки, планети, супутники, астероїди, комети, метеорити, космічний пил і газ. За останні 10 років цей список поповнився штучними супутниками та їх уламками. Наша Сонячна система розміщена в галактиці Молочний шлях, на відстані 3/5 від його центру, до складу якого входить 150 млрд. зірок зі своїми планетами і супутниками. До складу Сонячної системи входять Сонце, 9 планет зі своїми супутниками (33), пояс астероїдів (55 тис.), комети, метеори, метеорити, космічний пил та газ.

Земля – третя по порядку від Сонця планета Сонячної системи, яка за розміром і масою займає п’яте місце. Повний оберт навколо Сонця Земля здійснює за 365,26 діб. Її орбіта – еліптична,



слабовитягнута, але наближається до кола з радіусом 149,5 млн.км. Середня відстань Землі до Сонця складає 14 960 000 км. Один повний оберт навколо своєї осі Земля здійснює за 23 год. 56 хв. Кут нахилу – $66,5^{\circ}$, що впливає на річний перепад температур на її поверхні. Фігура Землі відповідає “Геоїду Красовського”, який являє собою двоосьовий еліпсоїд, в якому екваторіальний радіус дорівнює 6378,169 м, а полярний – 6356,715 м з різницею в 21,454 км.

1.2 Внутрішня і зовнішня будова Землі

Склад Землі як космічного тіла Сонячної системи, визначається трьома агрегатними станами речовин: твердим, рідинним і газоподібним. Із фізичних полів окремо виділяються: гравітаційне, магнітне, теплове, електричне, сейсмічне, радіаційне і геопатогенне поля. Виходячи із стану, середовища, положення у просторі, а також швидкості поширення сейсмічних хвиль наша Земля умовно розділяється на внутрішні і зовнішні оболонки. Внутрішніми оболонками Землі є: центральне ядро, мантія і Земна кора. До зовнішніх оболонок відносять атмосферу, гідросферу, біосферу. Австралійський сейсмолог К.Булен розділив Землю на ряд зон і надав їм літерні позначення, які зараз використовуються в усьому світі (табл. 1).

Таблиця 1 Внутрішня будова Землі.

Геосфери	Підрозділи геосфер		Буквене позначення	Глибина нижньої межі*, км	Об'єм, 10^{18} м ³	Маса, 10^{21} кг	
Земна кора	Осадочний шар		А	до 20	Літосфера	1,0	2,5
	Гранітний шар			до 40		3,6	10
	Базальтовий шар			до 70		5,6	16
Мантія	Верхня мантія	Субстратосфера	В	50-100	180,1	610	
		шар Гутенберга (астеносфера)		Близько 400			
		шар Голіцина	С	Близько 900	205,7	856	
	Нижня мантія		Д	2900	510,8	2547	
Ядро	Зовнішнє ядро		Е	Близько 4800	166,6	1828	
			Ф	Близько 5100			
	Суб'ядро		Г	6371	8,6	106	

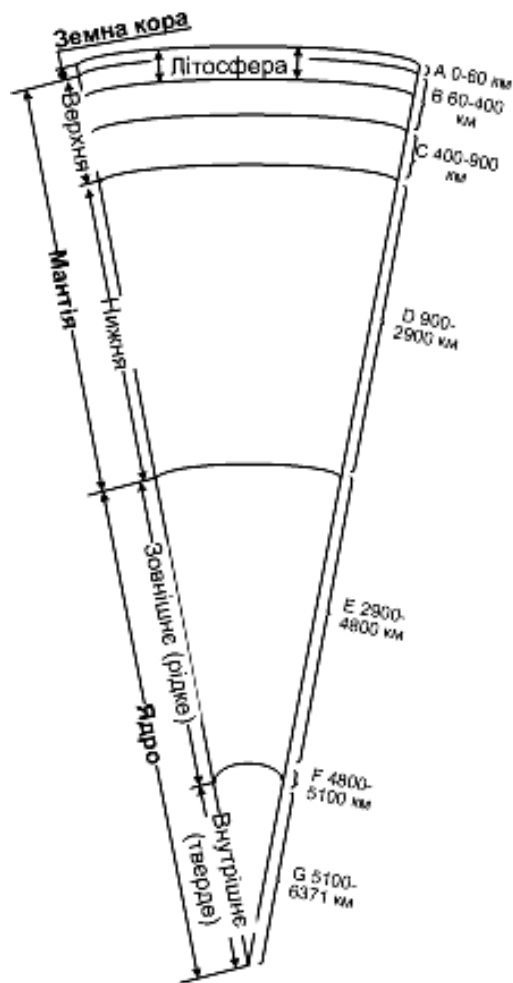
* Різниця між середнім радіусом Землі і середнім радіусом межі (крім кори).

Земна кора (мал.1) (шар А) є верхньою твердою оболонкою

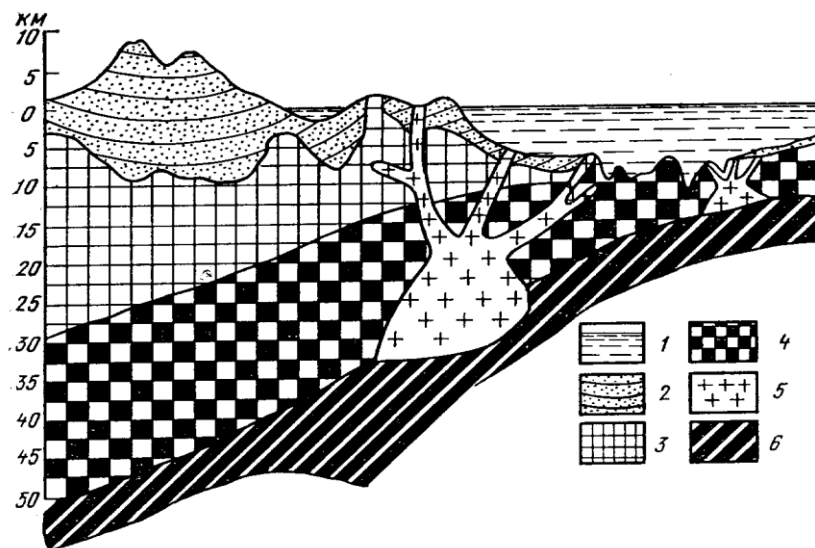
Землі. Вона має різну потужність і будову під континентами та океанами, у зв'язку з чим розрізняють континентальну, океанічну та кору перехідних областей.

Континентальна кора характеризується максимальною товщиною, яка досягає 35-40 км на рівнинах і 70 км у гірських областях. Складена магматичними, метаморфічними і осадовими породами, які утворюють три шари. Верхній шар представлений осадовими породами і має товщину не більше 10-15 км. Нижче залягає гранітно-гнейсовий шар товщиною 10-20 км, який складений магматичними і метаморфічними породами переважно кислого складу. В нижній частині континентальної кори залягає потужний шар базальтів товщиною до 40 км.

Океанічна кора характеризується незначною глибиною у 5-10 км. Вона також складена трьома шарами. Верхній осадовий шар складений пухкими глибоководними осадами потужністю найчастіше в декілька сотень метрів; Другий шар - базальтовий глибиною у 1,5 –2,5 км і нижній шар з середньою глибиною у 5 км, складений основними і ультраосновними породами (габро, перидотитами, серпентинітами та ін.).



Мал.2. Внутрішня будова Землі.



Мал.1. Будова Земної кори:

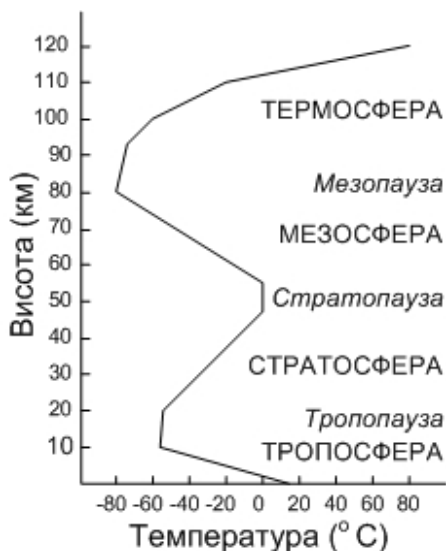
1-гідросфера; 2-осадові породи, щільність $d=1,8...2,5 \text{ г/см}^3$, швидкість поширення повздовжніх хвиль $v=1...4 \text{ км/с}$; 3-гранітний шар, $d=2,5...2,75 \text{ г/см}^3$, $v=5...6 \text{ км/с}$; 4-базальтовий шар, $d=2,75-3 \text{ г/см}^3$, $v=6,1...7,4 \text{ км/с}$; 5-магматичні занурення; 6- верхня мантия (підкірковий субстрат), $d=3,1-3,3 \text{ г/см}^3$, $v=7,8 \text{ км/с}$.

Кора перехідних областей

розвинута в основному по периферії крупних літосферних плит, у межах континентального схилу, де розташовані окраїнні моря з архіпелагами островів. У цьому місці континентальна кора змінюється на океанічну. Вона нагадує океанічний тип кори з потужним осадовим шаром. Виділяють атлантичну, субконтинентальну і субокеанічну типи перехідних кор.

Верхня мантія (шар В мал. 2) простягається до глибини біля 410 км і займає близько 83% об'єму і 66% маси Землі. За фізичними параметрами ця геосфера ділиться на дві субгеосфери: верхня мантія – від поверхні Мохоровічіча до границі на глибині 950 км, і нижня мантія – від глибини 950 км до поверхні Віхерта-Гутенберга. В межах верхньої мантії виявлений шар непостійної потужності, який називається астеносферою. У ньому речовина знаходиться в стані часткового розплавлення. З цим інтервалом також пов'язано положення фокусів більшості землетрусів. Земна кора з частиною шару Гутенберга, який лежить на астеносфері, утворює літосферу.

Нижня мантія (шари Д' і Д'') поширюється до глибини 2900 км і складена двома шарами – верхнім (Д' - 950-2700) і нижнім (Д'').



Мал.3. Будова атмосфери.

Нижче мантії розміщується ядро Землі. Воно займає близько 17% об'єму Землі і складає близько 34% її маси. Ядро розділене на три зони - 1 - зовнішнє ядро (шар Е) від поверхні Віхерта-Гутенберга до границі, розміщеної на глибині 4800 км; 2 - перехідна оболонка (шар F) розміщена в інтервалі 4800-5100 км і 3 - суб'ядро (шар G) розміщене глибше 5100 км.

Зовнішнє ядро не пропускає поперечних сейсмічних хвиль, тобто поводить себе як рідина. Внутрішнє ядро пропускає поздовжні і поперечні хвилі, тому вважають, що речовина знаходиться тут в твердому стані, очевидно, близькому до розплаву. Шар F є перехідною оболонкою, речовина якого знаходиться у різних фазових станах. До зовнішніх оболонок відносять: атмосферу, гідросферу, біосферу. Атмосфера - газова оболонка Землі, яка стримує сонячне тепло, у якій формуються погодні і кліматичні умови, що тісно впливають на режим життя на Землі і хід геологічних процесів. Атмосфера складається з: *тропосфери, стратосфери, мезосфери, термосфери* (мал. 3), 80 % всього повітря міститься у тропосфері, яка складається з: 78,09 % азоту, 20,9 % кисню, 0,9 % аргону, 0,03 % вуглекислого газу. Далі ще й присутні: водень, гелій, неон, йод, озон, метан,

криптон а також пилюваті часточки та волога (водяна пара). Озон, який сприяє підвищенню температури, сконцентрований на висотах 22-25 км. Шар нових понижень температури, починається з мезосфери, з 50-55 до 80 км температура понижується до -90°C . В термосфері і останньому шарі – екзосфері 80-800 км - 8-10 тис.км повітря дуже зріджене і набуває найбільших температурних показників. На висоті до 150 км температура у межах термосфери підвищується до $220-240^{\circ}\text{C}$, при 2000 км складає 500°C , у верхніх межах досягає 2000°C .

Гідросфера – водна оболонка, утворена переважно морями, океанами і частково водами суші. Гідросфера (за Вернадським) вміщує $1,8$ млрд.км³ води. З них $1,4$ км³ – води океаносфери, $0,4$ – води суші. Води зустрічаються у рідкому (вода), твердому (лід), газоподібному (водяна пара) станах. На суші виділяють: поверхневі води – води річок (4 млн. км³), льодовики – нагромадження льоду ($16-20$ км³), підземні води – води, що накопичуються у порях і тріщинах гірських порід (400 млн. км³).

Зовнішня оболонка Землі, в межах якої розвинуте органічне життя і яка охоплює частину літосфери, майже всю гідросферу і нижню частину атмосфери, називається за В.І. Вернадським біосферою. Це особлива, унікальна оболонка нашої планети, де протікає діяльність живих організмів. Загальна її товщина невелика - близько 30 км. Особливістю біосфери як геосфери є те, що вона пронизує вказані три сфери Землі: проникає в атмосферу приблизно на $12-16$ км, охоплює всю гідросферу (11 км), поширюється на верхню частину земної кори приблизно на $3-4$ км. Біосфера відіграє велику роль в еволюції нашої планети. Ґрунт, або педосфера, є важливим компонентом біосфери. Біосфера бере участь у процесах руйнування (вивітрювання) та утворення гірських порід, дуже впливає на склад атмосфери та гідросфери.

Питання для самоконтролю

1. Які гіпотези походження Землі Вам відомі? Хто є автором цих гіпотез? В чому їх суть?
2. Форма, розміри та будова Землі.
3. Порівняйте такі параметри Землі як відстань до Сонця, маса, середній діаметр, щільність з іншими планетами Сонячної системи.
4. Охарактеризуйте поняття «літосфера», «гідросфера», «біосфера», «атмосфера». У чому полягає їх взаємозв'язок?
5. З яких шарів складається літосфера? Вкажіть з яких типів гірських порід ці шари складені, їх глибину, щільність.

6. Роль біосфери та гідросфери на Землі, процеси їх взаємодії із земною корою.

Розділ 2. МІНЕРАЛОГІЯ

2.1. Кристалографія

2.1.1. Загальні поняття про кристалічні й аморфні речовини

Земна кора складена речовинами різного агрегатного стану – газоподібними, рідинними і твердими. Переважаюча частина кори представлена твердими речовинами. Головним чином це гірські породи, складені мінералами.

Згідно з хімічною уявою всяка речовина складається з атомів хімічних елементів, взаємозв'язаних між собою певним чином. Всі тверді речовини, поширені у природі, поділяються умовно на кристалічні й аморфні.

Кристалічні речовини складені атомами, розташованими в просторі строго закономірно; кожна речовина має свій набір елементів з певним способом їх просторового розташування, причому вони поширюються в трьох напрямках простору рівномірно, через рівні проміжки. Таке розташування атомів речовини можна зобразити за допомогою координатних осей. Дві або більше речовин, складених однаковими елементами, але з різним просторовим розташуванням цих елементів, мають різні властивості, тому розглядаються як різні речовини, зокрема, як різні мінерали. Загалом кристали являють собою природні утворення, що мають впорядковану внутрішню будову і переважно правильну зовнішню форму у вигляді багатогранників.

Аморфні речовини складені атомами елементів, розміщення яких не є строго впорядкованим (але це не означає, що вони розташовані в просторі хаотично). Такі речовини не утворюють багатогранників, зовнішня форма аморфних речовин зумовлена факторами середовища, в якому утворюється дана речовина. Навпаки, форма кристалічних речовин зумовлена особливостями її внутрішньої будови.

В природі переважають кристалічні речовини. Серед них чимало широко відомих нам у повсякденному побуті: цукор, сіль, ліки, метали, будівельні матеріали тощо. Речовини, які недавно, вважалися аморфними, при уважнішому вивченні виявилися кристалічними; наприклад, глини, сажа, парафін, іржа, кістки та ін. Порівняно недавно глинисту фракцію ґрунтів вважали аморфною субстанцією, а тепер достеменно відомо, що вона складена кристаликами субмікроскопічних розмірів різноманітних мінералів –

кварцу, каолініту, вермикуліту та ін. Кристалічну будову мають органічні речовини, зокрема білки, збудники хвороб рослинного і тваринного світу – віруси.

У світі мінералів аморфні речовини займають не більше 2% від числа відомих мінеральних видів. Мінерал опал лише умовно можна вважати аморфним; насправді ж, виявляється, він складений блоками, що мають кристалічну будову, але ці блоки розташовані хаотично.

Чому кристалічні тіла переважають над аморфними? Причина цього пояснюється фізичними законами. Згідно положень термодинаміки, більш стійкими є системи, що мають менший запас внутрішньої енергії. Всяка система має тенденцію до переходу із стану, при якому запас внутрішньої енергії більший, в стан із меншим запасом внутрішньої енергії. З двох речовин однакового хімічного складу аморфна має більший запас внутрішньої енергії порівняно з кристалічною, тому вона є нестійкою системою і поступово переходить в кристалічний стан. Цей фазовий перехід є достатньо тривалим у часі і супроводжується втратою певної кількості внутрішньої енергії. Отже, кристалічний стан речовини є більш стабільним і стійкішим. Щоб перетворити кристалічну речовину в аморфну, необхідно витратити певну кількість енергії. Наприклад, щоб перетворити мінерал кварц в аморфне скло, кварцевий пісок необхідно нагріти до температури понад 1000 градусів.

Отже, кристалізація аморфних мінералів відбувається у природі самодо-вільно. Відомо чимало прикладів такої перекристалізації аморфних речовин. Віконне скло є аморфною штучною речовиною, але через достатньо тривалий час в його масі виникають центри кристалізації, а це призводить до виникнення механічних напруг між окремими ділянками скла. Таке скло легко розтріскується від найменшого механічного впливу на нього. В ґрунтах внаслідок різноманітних хімічних процесів утворюються речовини, серед яких значне місце посідають аморфні оксиди заліза, алюмінію, марганцю та інші. Згодом вони поступово зазнають розкристалізації з утворенням нових мінеральних сполук, наприклад, гетиту, гідрогетиту, гідраргіліту, діаспору тощо.

В сучасній фізиці до власне твердих тіл відносять лише кристалічні речовини, а аморфні (правильніше сказати б некристалічні) відносять до переохолоджених розплавів чи розчинів, що мають дуже високу в'язкість. Останній тезис підтверджується ще й таким фактом. Віконне скло, що довгий час стояло у вертикальному положенні у віконних рамах, має дещо більшу товщину у нижній частині листа порівняно з верхньою, бо скло повільно «стікає» донизу.

2.1.2. Кристалографія як наука

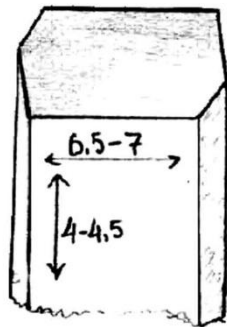
Кристалічні тіла вивчає кристалографія, яка виникла як галузь мінералогії. Предметом кристалографії є властивості, внутрішня будова і зовнішня форма кристалів. В сучасний період, коли людство широко використовує кристалічні речовини у виробничій сфері, в різних галузях науки й техніки, в значних масштабах синтезують кристали в штучних умовах, кристалографію відносять до наук фізичного циклу. Таке визначення статусу цієї науки є в значній мірі умовним, адже за останні десятиліття інтереси кристалографії простягаються в сферу органічного світу. Білки, деякі органи тіла, віруси знаходяться в кристалічному стані, тобто мають впорядковану внутрішню будову. Вивчення особливостей цієї будови може дати велику користь для створення нових технологій, нових методів лікування хвороб, а також нові відкриття у сфері організації живої природи.

2.1.3. Властивості кристалічних речовин.

Для кристалічних речовин характерні такі властивості: *анізотропність, однорідність, здатність самоогранятися, стала температура фазових перетворень.*

Анізотропність кристалічних речовин проявляється в тому, що в непа-ралельних напрямках властивості мінералів неоднакові. Цей термін утворений з грецьких слів «анізос» - неоднаковий, неподібний, та «тропос» -властивість. Інакше кажучи, із зміною напрямку в кристалі змінюються і властивості, наприклад, механічна міцність, теплопровідність, електро- і світлопровідність. Аморфні ж речовини проявляють однакові властивості в різних напрямках, тобто вони є ізотропні.

Явище анізотропії добре простежується в кристалі дистену Al_2SiO_5 . Вздовж грані цього кристалу (мал. 4) мінерал можна легко подряпати металевим предметом або склом, а впоперек грані подряпину зробити набагато важче.

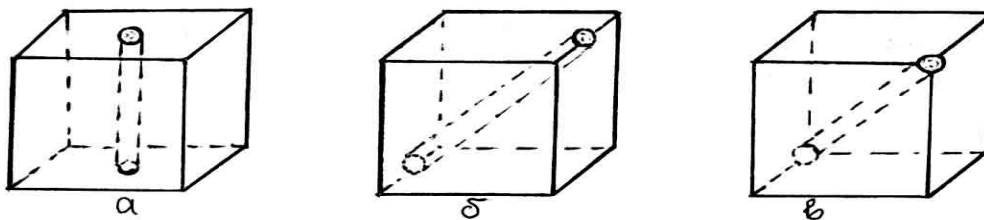


дистену (кіаніту) за шкалою твердості Мооса

Інший приклад анізотропії – неоднакова міцність кристалу галіту NaCl , який має форму куба (мал. 5). Якщо в однорідному кристалі галіту вирізати пластинки чи стержні в напрямках: від грані до грані, від ребра до ребра, від вершини до вершини (по тілесній діагоналі), потім випробувувати міцність таких пластинок на розрив, то виявиться, що найменшу міцність мають пластинки, вирізані в першому напрямку – вони розриваються при зусиллі розтягування

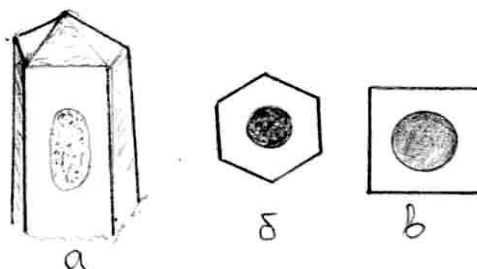
570 г/мм². Пластинки, орієнтовані в напрямку від ребра до ребра, розриваються при зусиллі 1150 г/мм², а найміцнішими виявляються пластинки, вирізані вздовж тілесної діагоналі – вони розриваються, якщо прикласти зусилля в 2150 г/мм². Слід зазначити, що такий експеримент буде вдалим лише при умові, що досліджуваний кристал кам'яної солі достатньо однорідний і не має внутрішніх дефектів, які істотно впливають на сили зчеплення між часточками.

Анізотропію теплопровідності можна спостерігати на прикладі кристалів кварцу. Проведемо такий дослід. На бокову грань кристалу (мал. 6) нанесемо тонкий шар воску чи парафіну, потім торкнемося поверхні воскової плівки гарячою дротиною. В місці дотику утвориться еліпсовидна пляма розплавленого воску; при цьому видовження плями орієнтоване вздовж кристалу. Якщо ж розрізати кристал впоперек видовження і на зрізі провести такий же дослід з розплавленням воску, то утворена розплавлена пляма матиме форму круга. Таке явище пояснюється неоднаковою теплопровідністю кварцу – вона вища вздовж кристала і нижча – впоперек. В площині, перпендикулярній видовженню кристала, теплопровідність однакова у всіх напрямках.



Мал. 5. Анізотропія міцності на розрив в кристалах галіту а – від грані до грані; б – від ребра до ребра; в – від вершини до вершини

Явища анізотропії повсюдно спостерігаються в природі. Наприклад, деревина легко розколюється вздовж стовбура і важко – впоперек. Соломина злакових рослин також проявляє анізотропність – вона легко розщеплюється в поздовжньому напрямку, але значно міцніша на розрив впоперек стебла. Це пояснюється, тим, що і соломина, і деревина побудовані клітковиною, яка має кристалічну будову. Клітковина (целюлоза) є лінійний полімер, що складається з молекул глюкози, розташованих ланцюжком; паралельно розташовані ланцюжки сполучені неміцними водневими зв'язками, чим і пояснюється слабина дерева і стебла при розколюванні в поздовжньому напрямку.



Мал. 6. Фігури танення воску (або парафіну):

а) на поверхні бокової грані кварцу; б) на поперечному зрізі; в) на гранях галіту

В паралельних (точніше сказати – ідентичних) напрямках кристалічні тіла проявляють однакові властивості, що характеризує їх *однорідність*. Всі пластинки, вирізані в галіті в одному напрямку, наприклад, перпендикулярно граням куба (напрямок від грані до грані, див. вище) розриваються при зусиллі розтягу в 570 г/мм^2 . Отже, кристали є тіла і анізотропні, і однорідні.

Здатність самоогранятися полягає в тому, що кристали спотвореної форми при сприятливих умовах відновлюють властиву їм ідеальну форму. Щоб спостерігати таку властивість, можна провести такий дослід. Якщо в кристалі кам'яної солі, або галіту, що має форму куба, спиляти ребра і вершини, перетворивши його в кулю, потім занурити в теплу воду (щоб сіль швидше розчинялася), то з часом на ньому знову з'являються грані, ребра й вершини. Куля знову перетвориться в куб, хоча розміри новоутвореного куба будуть менші, ніж на початку експерименту.

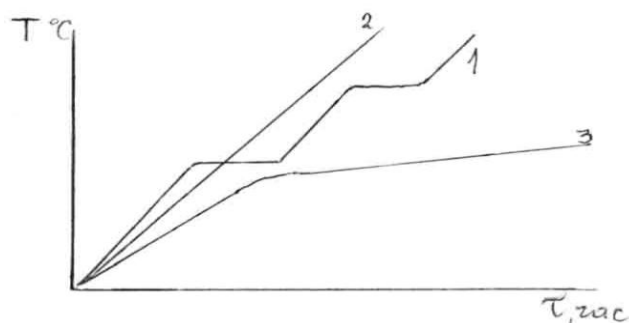
Замість теплої води можна використати насичений розчин солі, з якої утворений кристал, проте ефект буде той же – на сферичній поверхні появляються грані і ребра з вершинами. Але в останньому випадку експеримент провести набагато складніше: у звичайних умовах на поверхні кулі, яку виготовляють з кристалу галіту, осідає багато кристаликів дрібних розмірів. Щоб запобігти цьому, експеримент необхідно провадити при постійній температурі (коливання не повинні перевищувати $0,5^\circ\text{C}$ протягом всього експерименту) і підтримувати сталу концентрацію розчину. Розчин повинен бути чистим від домішок. Слід також безперервно перемішувати насичений розчин.

Стала температура фазових перетворень – явище, яке спостерігається при поступовому нагріванні твердих речовин. Нагрівання кристалічних і аморфних твердих тіл призводить до зміни характеру взаємодії складових частин – атомів чи молекул. При певних температурах настає перебудова структури речовини, ба навіть її руйнування, тобто речовина переходить в інший фазовий стан. Для кристалічних тіл такі «фазові переходи» завжди настають при певних для даної речовини температурах. Наприклад, перетворення металів з твердого стану в розплав відбувається при сталій, характерній для даного металу, температурі. Так, залізо плавиться при 1535°C , мідь – при 1063°C , олово – при 232°C , свинець – при 327°C тощо.

Мінерал кальцит CaCO_3 зазнає розкладу (це явище піролізу) при 980°C на дві фази – тверду (CaO) і газову (CO_2). Інший мінерал такої ж будови і форми – магнезит MgCO_3 розкладається при значно нижчій температурі – в межах $650\text{-}670^\circ\text{C}$. Мінерал кварц SiO_2 також

знає фазового переходу – при 573°C α -форма перетворюється в β -форму.

Якщо графічно зобразити фазовий перехід речовини, то графік матиме вигляд ламаної лінії (мал.7). У аморфних речовин перехід з одного стану в інший відбувається поступово, тобто в широкому діапазоні температур, а графік в такому випадку має вигляд прямої або плавної кривої лінії.



Мал. 7. Криві нагрівання кристалічних (1) і некристалічних (2, 3) мінералів.

Оскільки фазові зміни речовини відбуваються при певних температурах, то таку властивість можна використати для діагностики мінералів. На цьому принципі базується термографічний метод визначення речовин. В ґрунтознавстві цей метод використовують для вивчення глинистих мінералів ґрунтів (див. мал. у розділі «мінералогія»).

2.1.4. Морфологія і симетрія кристалічних багатогранників

Кристалічні речовини при певних умовах утворюють індивідууми, обмежені поверхнями – гранями. Такі природні утворення називають кристалами. Термін «кристал» походить від грецького «кристалос» - так називали в давнину мінерал кварц. В античні часи вважали, що він утворився з льоду, який застиг при такій низькій температурі, що вже не може розтавати за звичайних умов.

2.1.4.1. Морфологія кристалів.

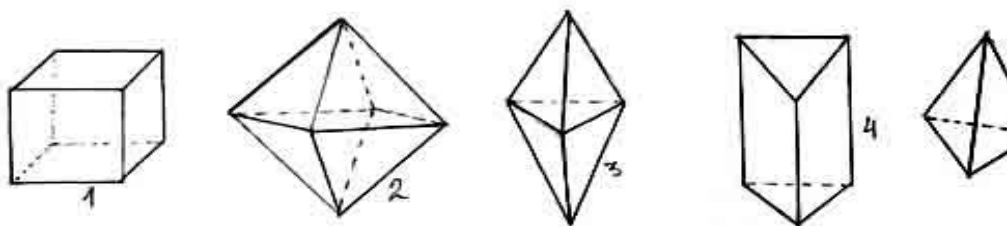
Кристали – це багатогранники, або поліедри. Грані багатогранників перетинаються і утворюють ребра, а при взаємному перетині ребер виникають вершини. Грані, ребра та вершини – це елементи огранки кристалів. В реальних кристалах між цими елементами огранки існує така залежність: сума граней і вершин дорівнює (відповідає) сумі ребер + 2. Сказане можна записати так: грані + вершини = ребра + 2. Так, кристали у вигляді куба (мал.8) обмежені шістьма гранями, 8 вершинами, 12 ребрами. Тетраedr обмежений 4 гранями, 4 вершинами та 6 ребрами.

Розміри кристалів можуть бути дуже різноманітні – від кількох

метрів, чи навіть десятків метрів до кількох мікронів. Наприклад, в порожнинах гранітної товщі (в так званих пегматитових камерах) на Житомирщині знаходили кристали кварцу довжиною понад два метри. Відомі кристали сподумену (мінерал групи піроксенів) в США, величиною до 27 метрів. Навпаки, кристалики глинистих мінералів ґрунту дуже маленькі, їх розміри сягають тисячних долей міліметра. Часточки таких розмірів називають колоїдними. В маленькій грудочці ґрунту або глини міститься величезна кількість таких кристаликів.

2.1.4.2. Прості форми й комбінації.

Багатогранники можна розглядати як сукупність кількох граней, взаємозв'язаних між собою елементами симетрії. Така сукупність граней називається *формою*. В кристалографії термін «форма» є поняттям абстрактним і розглядається без зв'язку з формою тих чи інших мінеральних видів. Форма в кристалографії таке ж абстрактне поняття, як лінія, площина чи точка в математиці, зокрема в геометрії.



Мал. 8. Прості форми: закриті (1 – куб, 2 – октаедр, 3 – тригональна дипіраміда), відкриті (4 і 5 – тригональні призма і піраміда)

Серед всього різноманіття кристалічних багатогранників можна виокремити дві групи. Першу групу утворюють кристали, обмежені гранями одного типу і розміру, їх називають простими формами. Куб, тетраедр, октаедр, ди-піраміда, призма тощо – це прості форми. Серед них можна виділити форми, у яких грані ніби замикають простір – це закриті форми, наприклад, куб, октаедр, дипіраміда тощо; інші форми характерні тим, що грані, сполучаючись, не повністю замикають простір – це *відкриті* форми, наприклад, піраміди, призми.

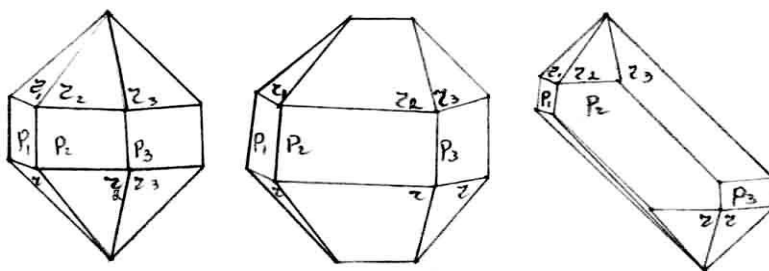
Другу групу утворюють кристали, в яких присутні грані різних форм і розмірів. Такі кристалографічні форми називають *комбінаціями*. Неоднакова форма граней не є випадковою, бо в комбінаціях грані одної форми й розміру належать певній простій формі. Іншими словами, комбінації обмежені гранями, що належать різним простим формам. Наприклад, кристал циркону представляє собою комбінацію тетрагональної призми і дипіраміди. Комбінації – форми закриті.

Розрізняють 47 простих форм, кожна з них має свою назву.

Серед простих форм присутні такі, що самостійно не утворюють багатогранників, вони присутні лише в комбінаційних формах. До них належать пінакоїди, моноедри, діедри. Детальніше про ці форми сказано нижче (мал. 29-36).

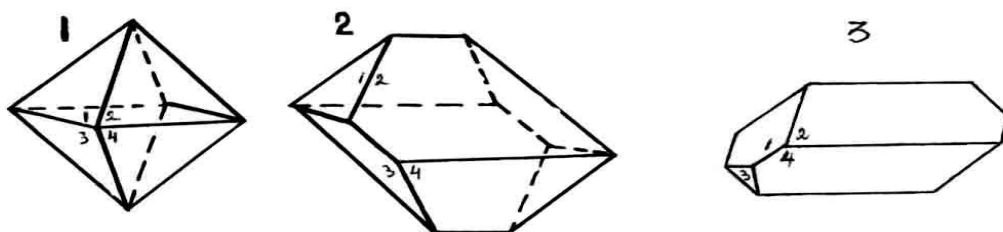
2.1.5. Закон сталості гранних кутів.

У природі часто зустрічаються кристали одного й того ж мінералу різної форми й розмірів. Наприклад, кристали кварцу можуть мати форми зображені на мал. 9. Незважаючи на різницю в формі цих кристалів, кути між гранями γ_1 і γ у всіх кристалах мають одну величину (для кварцу внутрішній кут між згаданими гранями складає $134^\circ 44'$). Кути між гранями γ і ρ мають іншу величину, але у всіх трьох кристалах вона є однакою.

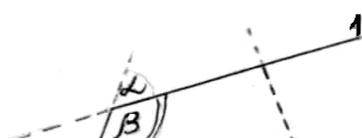


Мал. 9. Форми кристалів кварцу з рівномірним і нерівномірним розвитком граней (ρ – грані призми; γ – грані дипіраміди)

Таку ж закономірність можна встановити і на прикладі кристалів магнетиту (мал.10). Добре оформлені кристали цього мінералу мають октаедричний вид. При певних умовах росту утворюються кристали спотвореної форми. Проте в тому і другому випадках гранні кути між відповідними парами граней виявляються однаковими за величиною.



Мал. 10. Кристали магнетиту (Fe_3O_4) з рівномірно- (1) і нерівномірно розвиненими гранями (2, 3)



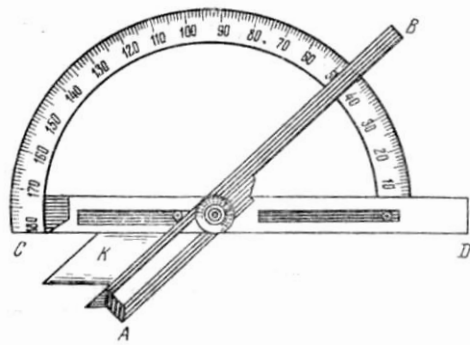
Мал. 11. Схема вимірювання внутрішнього гранного кута β між суміжними гранями кристала. N_1 і N_2 – нормалі до граней 1:2

Вперше на таку особливість кристалів звернув увагу датчанин Нільс Стенсен, більше відомий в науці як Микола Стенон (1636-1686). Згодом ту ж закономірність на інших кристалах підтвердили М.В.Ломоносов (1711-1765) і французький кристалограф Роме

де Л'їль (1736-1796). Закон сталості кутів, як основний закон кристалографії, можна сформулювати так: *Кристали однієї й тої ж речовини можуть розрізнятися формою й розмірами граней, але кути між відповідними парами граней при постійних температурі й тиску завжди однакові.*

Закон сталості кутів має велике значення для діагностики мінералів. Слід зазначити, що в кристалах вимірюють не внутрішні кути, а кути між нормаллями до цих граней. Як видно (мал.11), цей кут α дорівнює зовнішньому куту між двома гранями, а внутрішній гранний кут дорівнює: $\beta=180^{\circ} - \alpha$, де α – кут між нормаллями, проведеними до суміжних граней.

Для вимірювання гранних кутів застосовують кутомірні прилади – гоніометри. Найпростіший з них, так званий прикладний гоніометр, сконструював А.Каранжо в 1772 р. (мал. 12). Точність



Мал. 12. Прикладний гоніометр А.Каранжо

вимірів такими приладами не перевищувала півградуса. Сучасні гоніометри – це складні оптичні прилади, що дозволяють вимірювати кути з точністю до одної мінути в кристалах, розмір яких не перевищує міліметра. Такі кутомірні пристрої є, по суті, теодолітними приладами.

2.1.6. Симетрія кристалів.

Кристали мінералів здавна вражали уяву людей. Ідеальні форми кристалів галіту чи піриту у вигляді кубів, магнетиту чи алмазу – у вигляді октаедра, кристалів гранату – у вигляді ромбододекаедра та форми кристалів багатьох інших мінералів спонукали мислителів – натурфілософів античного часу до вивчення цих форм як геометричних тіл. Зокрема, філософ Платон (V-IV ст. до н.е.) розглядав ці форми багатогранників як ідеальні образи, або як особливі тіла природи, тобто в сучасному розумінні як абстрактні поняття.

2.1.6.1. Поняття про елементи симетрії

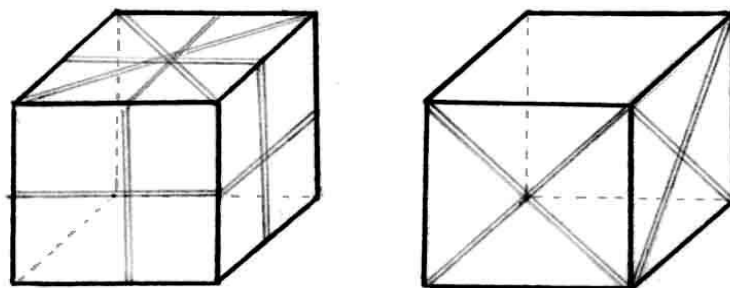
Розглядаючи добре розвинені кристали чи їх моделі, помічаємо, що елементи огранки правильно, закономірно розташовуються у просторі; при цьому вони декілька разів повторюються. Наприклад, чотири грані куба, розташовані у просторі вертикально, можна розглядати як чотирикратне повторення одної з цих граней. З іншого боку, зазначені чотири грані можна розглядати як такі, що утворилися шляхом розмноження однієї з них при обертанні даної

грані довкола уявної вертикальної осі (мал.13). Інші дві грані (нижня і верхня) цього ж куба розташовуються правильно відносно уявної площини, проведеної горизонтально через середину куба. Таке розташування елементів огранки називається симетричним.

Термін «симетрія» - грецького походження, означає гармонія, співроз-мірність. Симетрію геометричних форм, реальних кристалів (як і всяких природних чи штучних тіл) можна розглядати як розміщення точок або частин тіла в просторі, коли одна частина є ніби дзеркальним відображенням другої, або її повторенням. Симетрія тіл, зокрема кристалів, виявляється лише відносно уявних площин, ліній та точок, які називаються *елементами симетрії*. Вони є допоміжними геометричними образами, відносно яких можна виявити симетрію фігури чи якогось тіла. Залежно від цього розрізняють симетрію планальну, або площинну (симетрію відносно уявної площини), симетрію осьову (відносно прямої у просторі), симетрію центральну (відносно точки у просторі).

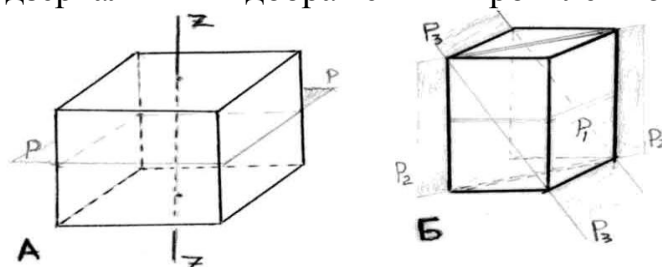
Найважливішими елементами симетрії є *площини, осі та центр симетрії*. Розглянемо їх дещо детальніше.

Площина симетрії – це уявна площина, що ділить фігуру кристала на дві дзеркально рівні частини. Зазвичай таку площину позначають буквою P. Площини симетрії можна провести в кристалах через пари ребер, через грані (мал.13).



Мал. 13. Площини симетрії в кристалі кубічної форми (подвійні лінії – «сліди» площин, що перетинають кристал)

На мал.14 площина P_3 не є площиною симетрії, хоча вона поділяє грань на дві рівні частини, бо останні не є дзеркальнорівними. На противагу цьому площини P_1 і P_2 є площинами симетрії, бо вони ділять кристал на дві рівні частини, з яких кожна є дзеркальним відображенням протилежної.

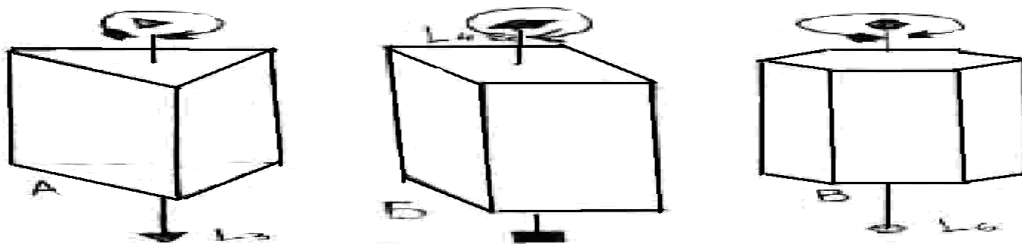


Мал. 14. А – вісь симетрії Z і площина симетрії P в кристалі кубічної

форми; B – площини симетрії P_1 і P_2 в кристалі призматичної форми; P_3 – не є площиною симетрії цієї форми

Площини симетрії позначають буквою P ; число наявних площин даної форми ставлять перед буквою, наприклад $3P$, $4P$, $9P$ тощо. В кристалах можливі від одної до дев'яти площин симетрії, за винятком форм з $8P$: форми з такою кількістю площин симетрії в кристалографії відсутні. Деякі форми не мають площин симетрії, наприклад пентагонтритетраedr, ромбічний тетраedr та ін.

Осі симетрії – уявні прямі, проведені через середину кристала, при обертанні довкола яких на повний оберт (на 360 градусів) кристал кілька разів суміщається всіма елементами огранки з попереднім положенням. Іншими словами, кристал при обертанні довкола уявної осі кілька разів займає однакове з початковим положення. Осі симетрії позначають латинською буквою L ; число суміщень кристала при повному оберті довкола осі називають її порядком і позначають індексом справа внизу (інколи зверху), наприклад L_3 – вісь третього порядку в тригональній призмі або в кубічному тетраедрі, L_6 – вісь шостого порядку в гексагональних формах (мал.15).



Мал. 15. Осі симетрії: А – L_3 (тригональна призма)
Б – L_4 ; В – L_6 (гексагональна призма)

Осі симетрії проходять здебільшого через протилежні пари граней, вершин, ребер, через центри граней і протилежні їм вершини (мал.15).

В кристалах можливі осі другого (L_2), третього (L_3), четвертого (L_4), шостого (L_6) порядків. Осі L_2 – осі нижчого порядку, решта – осі вищого порядку. Осі L_5 , L_7 , L_8 та інших порядків у кристалах неможливі, що впливає із закономірностей внутрішньої будови кристалічних речовин (див. про елементарні комірки і просторові ґратки). Справді, елементарні комірки в просторових ґратках мають форми паралелепіпедів чи призм, які щільно заповнюють простір (мал.41); у кожній з цих призм присутні певні осі симетрії, зазначені вище. Навпаки, призми з осями симетрії п'ятого, сьомого, восьмого та інших порядків не заповнюють простір щільно, між ними утворюються вільні проміжки, що неможливо для реальних кристалічних структур (мал.42).

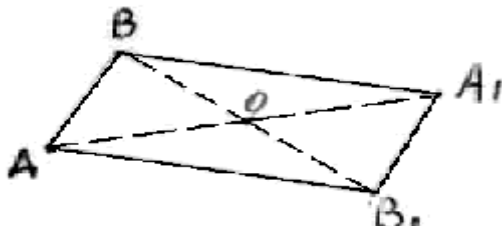
Осі першого порядку характерні для всіх фігур, але самостійного

значення вони не мають і в даному курсі не розглядаються.

Крім звичайних осей симетрії в деяких формах присутні особливі, так звані інверсійні осі.

Інверсійною віссю називається така уявна пряма, при обертанні довкола якої на деякий певний кут з наступною (або попередньою) проекцією в центральній точці фігури, як у центрі симетрії (інверсії), фігура суміщається сама з собою.

Інверсійні осі можна розглядати як сукупність простої осі симетрії з центральною точкою в якості центра інверсії. Важливо, що центр інверсії при цьому самостійно не проявляється. Позначають інверсійні осі індексом L_3, L_4, L_6 в тетраедрі, а також інверсійні осі присутні в формах із звичайними осями L_2, L_3, L_4, L_6 . Користуються цими осями при дослідженні внутрішньої будови кристалічних речовин і при дослідженні морфології кристалів. В нашому курсі вони не розглядаються.



Мал. 16. Центр симетрії (інверсії) (0) в паралелограмі

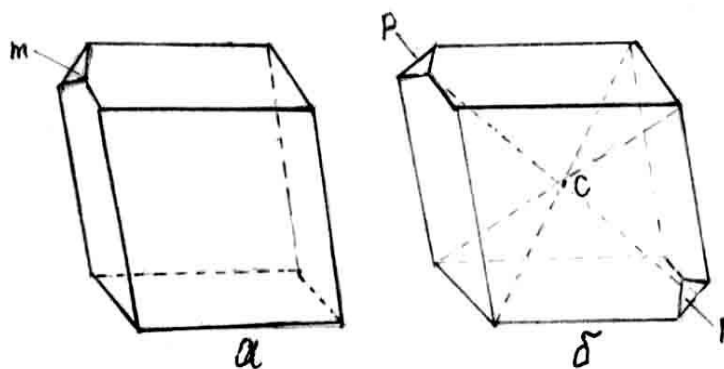
Центр симетрії – уявна точка в середині кристалічної форми, в якій перетинаються і діляться навпіл всі лінії, що сполучають ідентичні точки на поверхні даної кристалічної форми. В кристалографії термін «центр симетрії» частіше

замінюють терміном «центр інверсії». В плоских геометричних фігурах також можна виявити центр симетрії. Зокрема, в паралелограмі таким центром є точка перетину діагоналей (мал.16) Зазначимо, що в цій геометричній фігурі короткі сторони AB і A_1B_1 є взаємопов'язані з центром симетрії, а саме точки A і B «інвертуються» через точку C в точки A_1 і B_1 , тобто вони наче віддзеркалюються в точці O . В об'ємних формах така інверсія відбувається завдяки інверсійним осям, про які мова йшла вище.

В кристалічних формах присутній лише один центр симетрії, а в деяких формах він відсутній (мал.17) наприклад, в кубі, октаедрі, в дипірамідах тетрагональній і гексагональній центр присутній, а в тетраедрі, пірамідах (відкриті форми) і в тригональній призмі він відсутній. Щоб виявити наявність центру симетрії, необхідно розмістити кристал яким-небудь елементом огранки на горизонтальній поверхні, наприклад, на столі. При наявності центра симетрії зверху розташовується ідентичний елемент огранки.

Якщо записати в ряд всі виявлені в кристалі (чи в його моделі) елементи симетрії, одержимо вираз, який свідчить про ступінь симетричності цього кристалу. Наприклад, для куба, октаедра, ромбододекаедра цей вираз має вигляд $:4L_3 3L_4 6L_2 9P C$, а для тетраедра $4L_3 3L_2 6P$; для тетрагональної призми і дипіраміди: $L_4 4L_2 5P C$; для тетрагональної піраміди: $L_4 4P$. Наведені вирази називають

символами симетрії або видами симетрії. В геометричній кристалографії розрізняють 32 види симетрії. *Види симетрії за рядом спільних ознак симетрії поділяють на сингонії.* Вперше 32 види симетрії були виведені теоретично німецьким кристалографом Й.Гесселем у 1831 році, а згодом, незалежно від нього, російським вченим О.Гадоліним у 1872 р.



Мал. 17. Кристали без центру симетрії (а) і з центром симетрії (б)
(m – моноедр, p – пінакоїди)

2.1.6.2. Символ симетрії. Поняття про види симетрії.

Вид симетрії до певної міри свідчить про ступінь симетричності форми. Наприклад, куб, октаедр, ромбододекаедр більш симетричні, ніж тетраедр, але останній має вищу симетричність, ніж ромбічна призма чи дигіраміда та ромбічний тетраедр, бо у тетраедра присутні $4L_3$ $3L_2$ $6P$, а у ромбічних форм лише $3L_2$ $3PC$, у ромбічного тетраедра – $3L_2$. Розподіл видів симетрії на окремі сингонії подано в табл.2.

Таблиця 2. Порівняльна характеристика сингоній

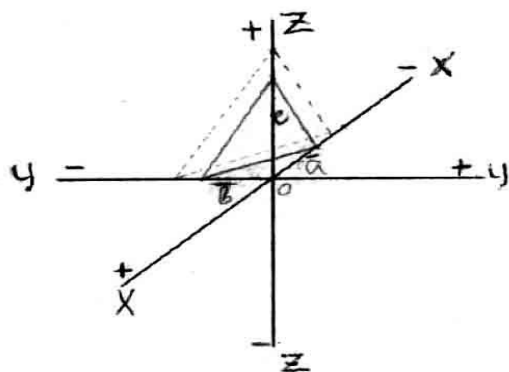
Категорії	Загальні ознаки	Сингонії	Мінімум і максимум елементів симетрії, і в формах
Вища	Кілька осей вищого (L_4 або L_3) порядку	Кубічна	$4L_3$, можливі $3L_4$, $6L_2$ макс. $4L_3$, $3L_4$, $6L_2$, $9P$
Средня	Присутня лише одна вісь вищого порядку	гексагональна	L_6 , можливі $6L_2$; L_6 $6C_6$
		тетрагональна	L_4 , можливі $4L_2$, L_4 $4C_4$
		тригональна	L_3 , можливі $3L_2$; L_3 або L_3 $3L_2$ $3P$, C
Нижча	Відсутні осі вищого порядку	ромбічна	$3L_2$; $3L_2$ $3P$, C
		моноклінна	L_2 або P ; L_2 , P , C
		триклінна	відсутні осі і можливий C

2.1.6.3. Кристалографічні осі.

Для характеристики кристалічних багатогранників цілком недостатньо визначати їх симетрію. Справді, такі форми, як куб, октаедр, ромбододекаедр належать до одного виду симетрії ($3L_4, 4L_3, 6L_2, 9P, C$), проте за зовнішнім виглядом і за формою граней істотно відрізняються між собою. Різними є також розташування граней у просторі кожної із зазначених форм. Отже, щоб повніше описати кристали, крім симетрії, необхідно визначити взаємне розташування граней у просторі. З цією метою застосовують систему координатних осей.

В геометрії положення точок у просторі визначають за допомогою трьох координатних осей. Оскільки площини можна розглядати як безконечну сукупність точок, а грані – як площини, обмежені ребрами, то розташування граней у просторі також можна визначити відносно системи координат. Такі осі називаються кристалографічними. Вони не тотожні осям симетрії. Кристалографічні осі дають можливість визначити взаємне розташування граней при різноманітних вимірах кристалічних форм і дослідженні їх структури. Особливо це важливо при дослідженнях комбінаційних форм, які утворені гранями, що належать різним простим формам.

Кристалографічні осі в кристалах проводять слідуючим чином. Центр осей (початок осей, або нуль координат 0) суміщають з центром рівноваги (уявно), або з центром симетрії, якщо такий є. З точки 0 проводять промені осей – на себе і від себе, вправо і вліво, вгору і вниз, позначаючи їх відповідними індексами X, Y, Z (мал.18). В нашому прикладі хай це будуть осі для опису тетрагональної дипіраміди. Зазначимо водночас, що в даному випадку осі можна проводити двояко: горизонтальні осі X і Y можна направляти або через вершини A, B, C, D (мал. 19), в такому разі це піраміда першого роду, або через середини ребер AB, CD, BC, AD – це піраміда другого роду(мал.20); здебільшого користуються першим способом, а піраміди другого роду описуються в комбінаційних формах. Вертикальну вісь Z направляють по видовженню кристалів



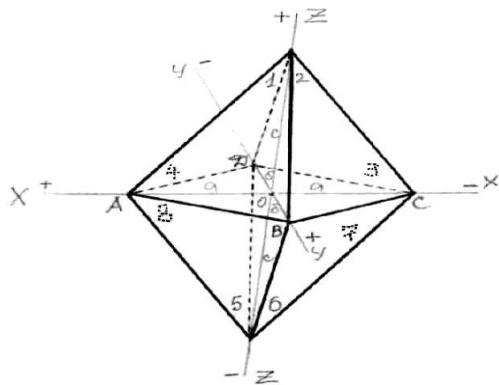
або в напрямку їх сплющення (зрозуміло, що кристал в такому випадку також ставлять вертикально перед спостерігачем). Кінці осей, тобто їх напрямки, позначають знаком «плюс» чи «мінус», як це показано на малюнку 18.

Кожна грань фігури певним

чином взаємодіє з кристалографічними осями: або перетинається з ними, або паралельна якій-небудь осі. При перетині з осями грань відтинає на них відрізки, які називаються параметрами (на мал.18 така грань зображена ізольовано). Умовно позначають параметри по осі X буквою «а», по осі Y – через «в», а по осі Z буквою «с» (в латинській транскрипції) (мал.19,20).

Уявімо, що грань 1 на мал. 19 переміщується в просторі відносно центра 0 паралельно самій собі (власне саме так переміщуються грані кристала при його наростанні в процесі кристалізації з розплаву чи розчину, оскільки гранні кути при цьому не змінюються, бо це впливає з закону сталості кутів). В такому випадку розміри параметрів збільшуються чи зменшуються, проте відношення параметрів (а:в:с) залишається сталим. Отже, розміри параметра до уваги можна не приймати. В розглянутому випадку грань відтинає параметри на додатних напрямках осей. Якщо ж грань відтинає параметри на від'ємних напрямках осей, вони позначаються знаком «мінус», який ставиться символами цих параметрів. Наприклад, грань 4 на мал.19 відтинає параметр a , \bar{b} , c . тому їх відношення можна записати в такому вигляді: $a:\bar{b}:c$. Одержаний вираз беруть в дужки і отримують символ грані 4 - $(a:\bar{b}:c)$. Для грані 5 символ записують так: $(a:b:\bar{c})$.

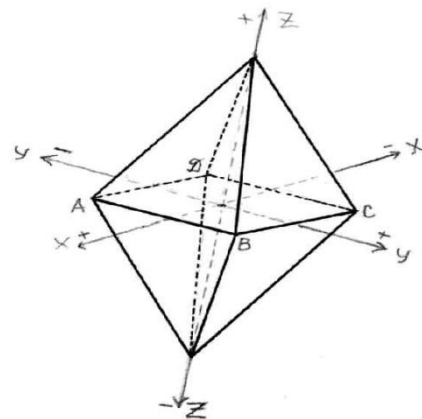
Для самостійного тренування радимо читачеві подати символи решти граней розглядуваної кристалографічної форми.



Мал. 19. Тетрагонал дупіраміда I роду в сист координатних осей X

Контурними цифрами познач грані 3, 4, 7, 8, розташовані в полем зору глядача

Г
рані
куба
взає
моді
ють
з
крис
тал



Мал. 20. Тетрагональна дупіраміда II роду

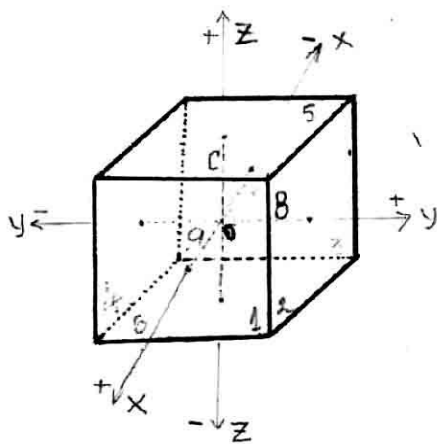
ографічними осями дещо інакше (мал. 21). В даному випадку осі проводять через середини граней, тобто суміщають їх з осями четвертого порядку. При такому способі установки осей усі грані куба, як це і повинно бути для простих форм, взаємодіють з ними однаково і є рівноцінними.

Розглянемо грань, що знаходиться ближче до нас, тобто грань 1.

Вона перетинає додатній промінь осі X, відтинаючи позитивний параметр «а», решті осей вона паралельна і параметрів не відтинає; інакше кажучи, параметри на цих осях дорівнюють нулю. В такому випадку символ грані 1 можна записати так: (а: 0:0). Протилежна їй грань 3 відтинає такий же параметр з від'ємним знаком: (\bar{a} :0:0).

Прийнято двокрапку між параметрами не ставити, тоді символи згаданих вище граней куба записують так: (а00), (\bar{a} 00). Права бокова грань куба має символ (0в0), протилежна їй грань – (0 \bar{v} 0). Символи решти граней куба пропонуємо читачеві визначити самостійно.

Для гексагональних і тригональних форм необхідно проводити чотири кристалографічних осі – три горизонтальні X, Y, U і вертикальну Z (мал. 22). Зокрема, для гексагональної призми розташування буде таким: вертикальну вісь Z проводять через середину паралельно вертикальним довгим граням, суміщаючи її з віссю симетрії шостого порядку. Горизонтальні осі направляють через середину ребер, і лише в окремих випадках (при дослідженнях комбінаційних форм) – через середини вертикальних граней (мал. 23).

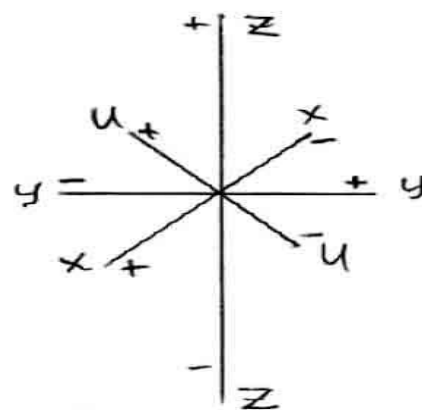


Вісь X спрямовують зліва від себе, вісь U – справа від себе, вісь Y – паралельно площині грудей спостерігача. Додатні і від'ємні напрямки осей чергуються між собою, тому справа від спостерігача по осі U напрямок від'ємний, а в протилежному напрямку від центра 0 – додатній. Так само проводять

Мал. 21. Кристалографічні осі в кубі

горизонтальні осі і в гексагональній дипіраміді, виводячи їх через середину ребер, а вертикальну вісь проводять через гострі вершини даної форми (мал. 24). Слід мати на увазі, що параметри на горизонтальних осях зазначають згідно чергування осей X:Y:U:Z (мал. 23,24).

Грань гексагональної призми відтинає параметри «а» і «с» на осях X і U, осям Y і Z вона паралельна. отже, символ даної грані можна подати так: (а:0: \bar{c} :0), або (а0 \bar{c} 0). Для передньої верхньої грані гексагональної дипіраміді символ слід записати так (а0 \bar{c} d). Як бачимо, грані гексагональної дипіраміді відтинають лише три параметри, як і у випадку з тетрагональною

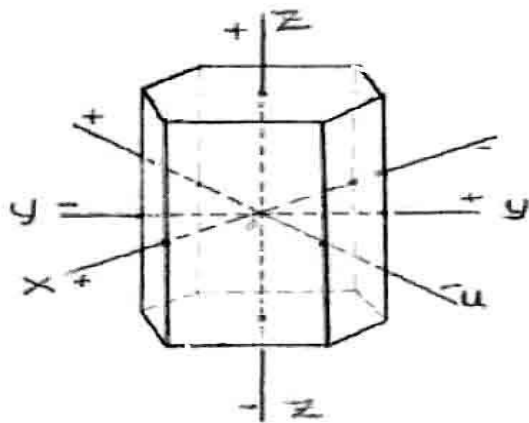


Мал. 22. Кристалографічні осі для опису гексагональних і тригональних форм

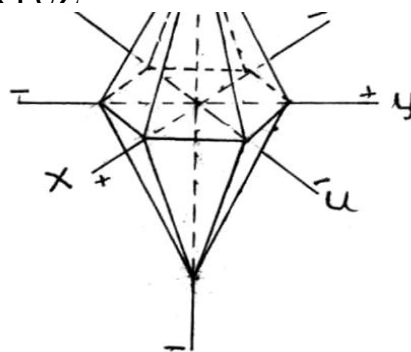
дипірамідою. Отже, три параметри по кристалографічних осях – спільна ознака граней всіх пірамідальних форм.

Необхідно зазначити, що в простих формах, наприклад, в призмах, пірамідах, дипірамідах, в кубі, октаедрі та інших, параметри відносяться між собою як прості цілі числа, наприклад, 1:1:1, 2:1:1, 3:2:1 тощо. У першому випадку параметри мають однаковий розмір, а грані називаються «одиничними».. Як зазначалося раніше, у символах граней знак двокрапки між параметрами не ставлять, а від'ємні параметри позначають як і раніше, знаком «мінус», ставлять його над параметром. В такому випадку символи граней у пірамідах виглядають простіше: (111), (1 $\bar{1}$ 1), (11 $\bar{1}$) тощо. Для куба символи граней мають формули: передня – (100), протилежна їй задня – ($\bar{1}$ 00), права – (010), ліва – (0 $\bar{1}$ 0), верхня – (001), нижня - . (00 $\bar{1}$).

У комбінаціях присутні грані різних форм, вони відтинають параметри різних розмірів, але величини цих параметрів співвідносяться як прості цілі числа, наприклад 2:6:3. Це числові параметри граней. Щоб вивести формулу символу грані, беруть їх обернені значення: 1/2:1/6:1/3. Якщо привести отриманий вираз до цілих чисел, матимемо: 1/2:1/6:1/3=6/2:6/6:6/3=3:1:2. Знак двокрапки не ставлять, а вираз беруть у дужки: (3 1 2). Читають символ так: три один два.



ал. 24. Гексагональна піраміда системи координатних ей XYUW.



2.1.6.4. Види граней.

Вище розглянуті приклади свідчать, що грані різних кристалографічних форм можуть відтинати параметри на кристалографічних осях, а можуть бути і паралельні цим осям. Залежно від характеру взаємодії граней з осями розрізняють такі види граней:

пірамідальні – перетинають три осі, одну з них вертикальну; такий вид граней, як зазначалося, присутній в пірамідальних формах, а також у октаедрі;

призматичні – перетинають дві горизонтальні осі, вертикальній

вони паралельні;

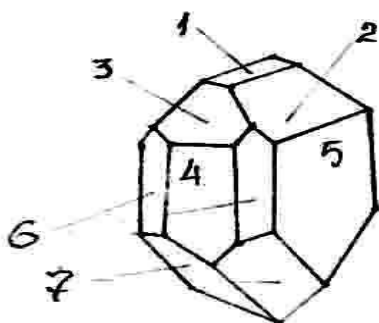
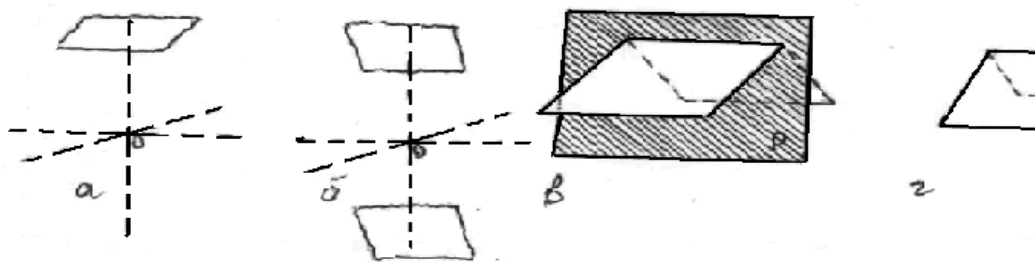
пінакоїдні – перетинають одну вісь, решті вони паралельні (наприклад грані куба). Пінакоїдними є грані, що прикривають кінці гексагональної призми (в такому випадку ця призма є закритою і являє собою комбінацію даної призми і пінакоїда, а за відсутності пінакоїда – це форма відкрита). Загалом пінакоїди – це дві паралельні рівноцінні (однакові за розміром і формою) грані в кристалах (нагадують дві площини, що обмежують дошку, звідки й утворена назва: латинською мовою дошка - пінакс). В кристалографії пінакоїди розглядають як прості форми, вони присутні в комбінаційних формах в низькосиметричних кристалах;

дієдричні або доматичні – перетинають вертикальну і одну з горизонтальних осей. Дієдр – це проста форма, утворена двома рівноцінними непаралельними гранями, що перетинаються у своєму продовженні. Обидві доматичні грані взаємно симетричні відносно осі другого порядку (L_2) або площини симетрії даного кристалу, тому розрізняють дієдри осьові та площинні. Дані грані дієдра виглядають як двоскатна стріха на будівлях, звідки й назва цих граней (латинською «домакс» - стріха, дах);

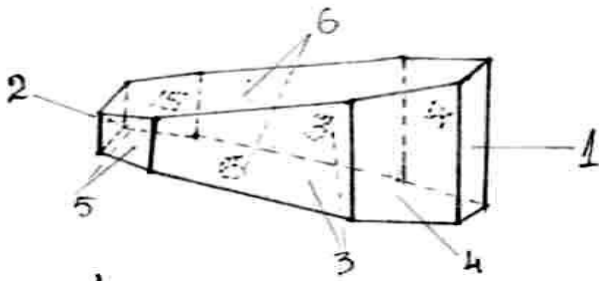
моноєдр – одна грань, що не має собі подібних за формою і розміром (від моно – один, гедра – грань); присутня виключно в комбінаціях з іншими простими формами, в такому випадку кристали не мають центра симетрії (мал.17,а)

дієдр – дві грані, що взаємно перетинаються (можуть перетинатися на продовженні). В дієдрах дві грані симетрично взаєморозташовані відносно площини симетрії.

Прості форми, як види граней (моноєдр, дієдр, пінакоїд) (мал. 25) присутні, наприклад, у кристалах каламіну (гемиморфіту) $Zn_4(OH)_2[Si_2O_7] \cdot H_2O$ і молочного цукру $C_{12}H_{24}O_{12}$ (мал.26).



Мал. 25. Грані як прості форми низько симетричних фігур: а – моноєдр, б - пінакоїд, в – дієдр площинний, г – дієдр осьовий.



А

Мал. 26 Кристал каламіну (гемиморфіту, А) і молочного цукру (Б) як комбінації простих форм з

відповідними гранями

Каламін: 1 – моноедр; 2,3 – диєдри; 4,5 – пінакоїди; 6 – ромбічна призма; 7 – ромбічна піраміда. Молочний цукор: 1,2 – моноедри; 3 – пінакоїд; 4,5,6 - диєдри (штрих-цифрами позначені грані невидимої сторони).

2.1.7. Класифікація кристалографічних форм за симетрією. Поняття про сингонії

Для кожного багатогранника властиве певне поєднання елементів симетрії. Як зазначалося раніше, така сукупність елементів симетрії називається символом, або видом симетрії. Деякі багатогранники мають різну зовнішню форму (наприклад, куб, октаєдр, ромбододекаєдр), проте за симетрією вони ідентичні, бо відносяться до одного виду симетрії, який характеризується символом: $4L_3$, $3L_4$, $6L_2$, $9P$, C . Отже, названі форми можна об'єднати в одну групу. Такі форми як тетраєдр, пентагондодокаєдр та деякі інші також мають чотири осі третього порядку, проте у них відсутні осі четвертого порядку, немає також центра симетрії, менше площин симетрії. Однак за наявності спільної ознаки – чотирьох осей симетрії третього порядку всі згадані вище форми можна об'єднати в одну групу кристалів.

Тригональні форми, наприклад, призма і дипіраміда, також мають вісь симетрії третього порядку, але лише одну, тому за ступенем симетричності їх не можна об'єднувати з кристалами попередньої групи. Тригональні кристалічні форми об'єднують в окрему групу. Те саме можна сказати і стосовно тетрагональних форм – призми і дипіраміди. Названі форми мають одну вісь четвертого порядку, чотири осі другого порядку, п'ять площин і центр симетрії. Вони не можуть бути віднесені до групи, що об'єднують куб, октаєдр і ромбододекаєдр, бо мають лише одну вісь L_4 . Не можуть вони об'єднуватися і з формами тригональними, бо осі L_3 і L_4 мають різну «якість». Отже, тетрагональні форми мусимо відносити в окрему групу.

Ромбічні форми (призма, дипіраміда) мають лише осі L_2 , осі вищого порядку відсутні. Символ симетрії ($3L_2$, $3P$, C) свідчить про порівняно низьку симетрію цих форм. Об'єднувати ромбічні форми з

вище згаданими кубічними, тетрагональними та тригональними формами неможливо, тому віднесемо їх в окрему групу.

В деяких кристалічних формах відсутні осі симетрії, наявні лише площини і центр симетрії. Є також кристали, що не мають жодного елемента симетрії. Такі низькосиметричні кристали необхідно виокремити в спеціальну групу.

Всі кристалічні багатогранники за ступенем симетричності можна розділити на окремі групи, кожна з цих груп об'єднуватиме форми, що мають деякі спільні ознаки симетричності; найважливішою ознакою служать осі симетрії того чи іншого порядку, а також кількість цих осей в даній формі. Названі групи кристалів називають сингоніями.

Сингонії – це групи кристалографічних форм, споріднених між собою кількістю і якістю елементів симетрії.

Всі кристалографічні форми, що належать до однієї сингонії, характеризуються спільними ознаками в симетричності фігур. Інакше кажучи, символи симетрії фігур, що належать до даної сингонії, містять в собі однакову кількість хоча б деяких елементів симетрії. Наприклад, всі форми гексагональної сингонії обов'язково мають вісь L_6 .

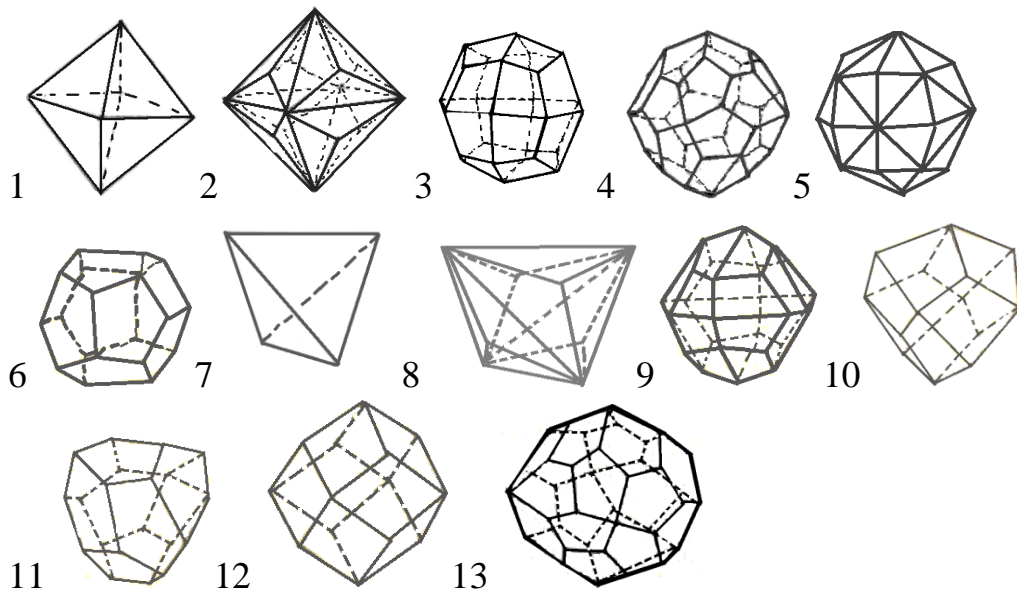
Виділяють сім сингоній, які, в свою чергу, поділяють на три категорії. Кожна з трьох категорій характеризується певними ознаками, спільними для кристалів, віднесених до певних сингоній (табл.3). Кожна сингонія об'єднує групу кристалографічних форм з певним видом симетрії. Розподіл видів симетрії по сингоніях наведено в табл.4.

Розглянемо особливості симетрії кристалографічних форм окремих сингоній.

Кубічна сингонія. Кристали найбільш симетричні: вони ізометричні, рівномірно розвиваються у всіх напрямках, грані відтинають однакові параметри на всіх кристалографічних осях, які перетинаються під кутами 90° . Симетрія визначається обов'язковими чотирма осями третього порядку.

До кубічної сингонії належать 15 простих форм (мал.27), серед яких найважливішими є куб, октаедр, ромбододекаедр, пентагондододекаедр, тетраедр та дидододекаедр. Шляхом ділення граней тетраедра і октаедра на три або чотири рівні частини утворюються похідні форми. Назви цих форм виводять у такий спосіб:

- називають форму елементарної грані (наприклад, тригон-, тетрагон, пентагон- тощо);
- зазначають кількість елементарних граней, наприклад, три-, тетра, тощо;
- називають вихідну форму, з якої утворена похідна форма, наприклад тетраедр чи октаедр.



Мал. 278. Прості форми кубічної сингонії: 1 – октаедр, 7 – тетраедр, 12 – ромбододекаедр; похідні від октаедра: 2 – тригон-триоктаедр; 3 – тетрагон-триоктаедр; 4 – пентагон-триоктаедр; 6 – пентагон-додекаедр; похідні від тетраедра: 8 – тригон-триетраедр

Всі форми кубічної сингонії є закритими, тому зустрічаються в природі у вигляді реальних мінералів. Наприклад, форма куба характерна для таких мінералів як галіт, галеніт, сильвін та інші. Пірит утворює кубічні, пентагондодекаедричні форми; гранати кристалізуються у вигляді ромбододекаедрів, тригонтриоктаедрів та інших форм.

Комбінаційні форми кубічної сингонії утворюються шляхом накладання одних простих форм на інші, причому утворюються такі комбінації лише з форм кубічної сингонії. Прикладом є комбінація куба й октаедра. В цій комбінації вершини куба притуплені гранями октаедра. У формі кубооктаедрів кристалізуються алюмокалієві галуни, а також кам'яна сіль (галіт), якщо до розчину хлористого натрію додати борної кислоти.

В кристалах кубічної сингонії світло поширюється з однаковою швидкістю у всіх напрямках, тобто такі кристали є оптично ізотропними і характеризуються одним показником заломлення. Вони не роздвоюють світло.

В кубічній сингонії кристалізуються мінерали, серед яких чимало породо- і ґрунтоутворюючих: галіт, сильвін, флюорит, алмаз, пірит, гранати, а також метали: золото, срібло, мідь, залізо та інші.

Середня категорія об'єднує три сингонії: гексагональну, тетрагональну й тригональну.

Кристали середньої категорії неізометричні: вони видовжені або сплющені в одному напрямку. З цим напрямком співпадає вісь вищого порядку. Перпендикулярно до цього напрямку проходять осі другого порядку. Отже, кристали середніх сингоній розвиваються нерівномірно в двох напрямках.

Світлові промені поширюються в цих кристалічних речовинах з різною швидкістю в двох напрямках – вздовж і впоперек кристалів, тобто, в кристалах є два показники заломлення – більший і менший, які позначають відповідно N_g і N_p (від фр. grande – великий і petite – малий).

Таблиця 3. Класифікація 32 видів симетрії (за Г.Поповим і І.Шафрановським)

Види симетрії							
примітний	центральный	планальный	аксальный	панаксальный	інверсійно примітний	інверсійнопланальный	
1	2 C						
	3 P	4 L ₂	5 L ₂ PC				
	6 L ₂ 2P	7 3L ₂	8 3L ₂ 3PC				
9 L ₃	10 L ₃ C	11 L ₃ 3P	12 L ₃ 3L ₂	13 L ₃ 3L ₂ 3PC			
14 L ₄	15 L ₄ PC	16 L ₄ 4P	17 L ₄ 4L ₂	18 L ₄ 4L ₂ 5PC	19 L ₁₄ =L ₂	20 L ₁₄ 2L ₂ 2P(L ₁₄ =L ₂)	
21 L ₆	22 L ₆ PC	23 L ₆ 6P	24 L ₆ 6L ₂	25 L ₆ 6L ₂ 7PC	26 L ₁₆ =L ₃ P	27 L ₁₆ 3L ₂ 3P=L ₃ 3L ₂ 4P	
28	29	30	31	32			

Сингонії	Триклінна	Моноклінна	Ромбічна	Тригональна	Тетрагональна	Гексагональна	Кубічна
Категорії	Нижча			Середня			Вища

При цьому в напрямку видовження чи сплюснутості (тобто в напрямку осі вищого порядку) світло проходить, не зазнаючи поляризації. У всіх інших напрямках світловий промінь зазнає поляризації і розкладається на два промені – поляризований і неполяризований. Напрямок, в якому світло проходить без поляризації, називається оптичною віссю. Оскільки в кристалах середніх сингоній є лише один такий напрямок, то вони називаються одноосними.

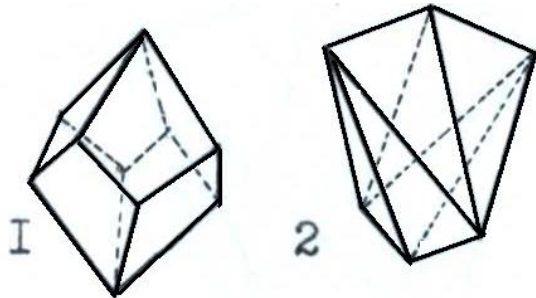
Гексагональна сингонія. Кристали видовжені або сплюснуті в напрямку осі шостого порядку. Найважливіші прості форми – гексагональна призма, гексагональна піраміда і дипіраміда, а також їх дигексагональні форми, які утворюються шляхом роздвоєння граней попередніх форм.

Гексагональні форми описуються в системі чотиривісних координат (мал.23). Кути між горизонтальними і вертикальною осями прямі, а між горизонтальними складають 60° . Вертикальну вісь суміщають з віссю шостого порядку, а горизонтальні осі з осями другого порядку, якщо такі присутні, або ж виводять їх на перетині вертикальних граней, тобто з середини ребер.

В гексагональній сингонії кристалізуються такі відомі мінерали, як графіт, молібденіт, апатит, нефелін, берил, високотемпературний кварц, лід (сніжинки) тощо.

Тетрагональна сингонія. В поперечному перетині кристалів – рівносторонній чотирикутник (квадрат), а у дитетрагональних – дитетрагон, тобто симетрія визначається однією четвіркою віссю L_4 , можливі $4L_2, 5P, C$. Вираз $L_4, 4L_2, 5P, C$ означає максимально можливу симетрію тетрагональних поліедрів. Кристали цієї сингонії описуються в системі триосних координатних осей, кути між якими прямі; грані відтинають на горизонтальних осях два параметри однакової довжини, а на вертикальній осі параметри більші або менші, ніж на горизонтальних осях. Вертикальна координатна вісь суміщається з віссю четвертого порядку, а горизонтальні осі виводяться на ребра чи вершини, рідше – на середині граней. Серед простих форм найчастіше поширені призми, піраміди, дипіраміди і їх дитетрагональні форми, рідше – тетрагональний тетраедр, з якого шляхом роздвоєння коротких ребер можна вивести тетрагональний скаленоедр (мал.28). Загалом скаленоедри – це поліедри, утворені

гранями, що мають форму нерівностороннього трикутника (від гр. скаленос – косий). Тетрагональний трапецеодр – проста форма, обмежена гранями, що мають вигляд нерівностороннього чотирикутника (від гр. трапеса – стіл).



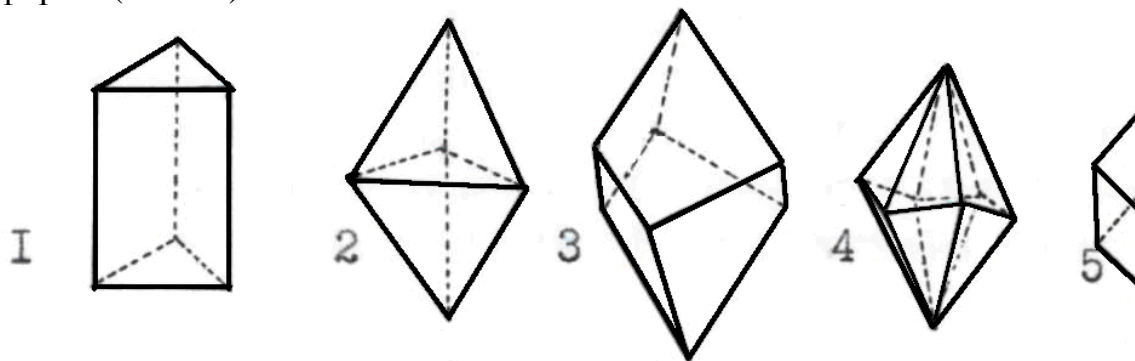
Мал. 28. Тетрагональні форми:
1 – трапецеодр, 2 - скаленоедр

В тетрагональній сингонії кристалізуються циркон, каситерит, халькопірит, скаполіт, рутил та інші.

Тригональна сингонія. В перетині кристалів – рівносторонній трикутник (тригон) або подвоєний трикутник (дитригон). Із осей симетрії обов'язкова одна вісь L_3 , найбільш симетричні форми мають символ симетрії $L_33L_2, 4P$ або $L_3, 3L_2, 3P, C$. Для опису

тригональних кристалів користуються тією ж системою координатних осей, що й для гексагональних форм (раніше тригональну сингонію виділяли як підсингонію гексагональної). Для орієнтування кристалів відносно осей вертикальну вісь суміщають з віссю вищого порядку, а горизонтальні направляють або вздовж осей другого порядку, або, якщо таких немає, на середину граней чи ребер. Кожна грань при цьому характеризується чотиризначними індексами.

В тригональній сингонії простих форм небагато – тригональні призми, піраміда, дипіраміди та такі ж дитригональні форми, ромбоедр, скаленоедр, трапецеодр. Останні дві форми, як і в попередній сингонії, обмежені гранями трикутної або чотирикутної форми (мал.29).



Мал. 29. Прсті форми тригональної сингонії: 1 – тригональна призма, 2 – дипіраміда, 3 – трапецеодр, 4 – скаленоедр, 5 – ромбоедр (вісь L_3 пролягає вздовж тілесної діагоналі через потовщені точки)

У тригональних формах кристалізуються більшість карбонатів (кальцит, магнезит, сидерит, доломіт), кварц, турмалін, гематит, корунд та інші мінерали, що є ґрунтоутворюючими і породоутворюючими мінералами.

Нижча категорія. Всі кристалічні форми нижчих сингоній не ізометричні: в одному напрямку вони видовжені, в іншому – сплющені. В кристалах нижчих, сингоній світло поширюється з різною швидкістю в різних напрямках, при цьому вони є оптично двоосними. Оптичні осі співпадають з видовженням і сплющенням кристалів. Двоосні кристали мають три показники заломлення: найбільший (N_g), середній (N_m) і найменший (N_p).

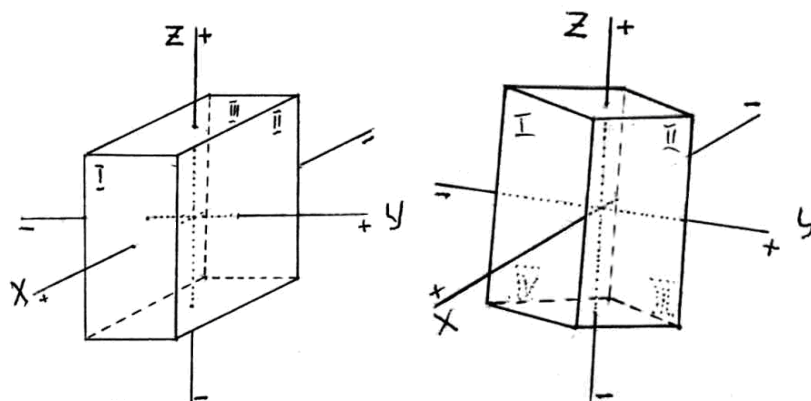
Ромбічна сингонія включає такі прості форми, як ромбічна призма, дипіраміда, тетраедр (мал. 30). В перетині фігур маємо ромб. Кристали описуються в системі трьох координатних осей, що перетинаються під прямими кутами, вісь Z проводять вздовж кристалів, а вісь Y – в напрямку сплющення.

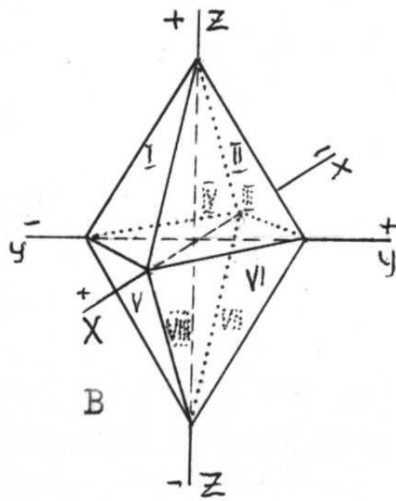
Кристали ромбічної сингонії часто являють собою комбінації пінакоїдів. Прикладом може бути комбінація трьох пінакоїдів, що має форму сірникової коробки (мал.30). Тут грані з символом (100) , $(\bar{1}00)$ утворюють перший пінакоїд, грані (010) , $(0\bar{1}0)$ - другий пінакоїд, а грані (001) , $(00\bar{1})$ – третій пінакоїд.

В ромбічній сингонії кристалізуються сірка, олівін, топаз, барит, епсоміт, арагоніт та багато інших мінералів.

Моноклінна сингонія. Кристали цієї сингонії представляють собою лише комбінації таких простих форм, як ромбічні призми, пінакоїди, моноедри. Максимальна симетрія визначається символом L_2, P, C . Можливі кристали, що мають лише одну P і C .

Для опису і вимірювання моноклінних кристалів в системі координат осі орієнтують вздовж ребер кристалів, при цьому горизонтальну вісь X проводять паралельно похилим ребрам (мал. 31) так, що між нею і віссю Z утворюється непрямої кут; кути між осями X і Y , Y і Z прямі. Звідси й назва сингонії (моно - один, кліно - нахил, тобто одна вісь похила). Непрямої кут між віссю X і Z є сталою величиною для кожного конкретного моноклінного кристала, тому точний його вимір має діагностичне значення.

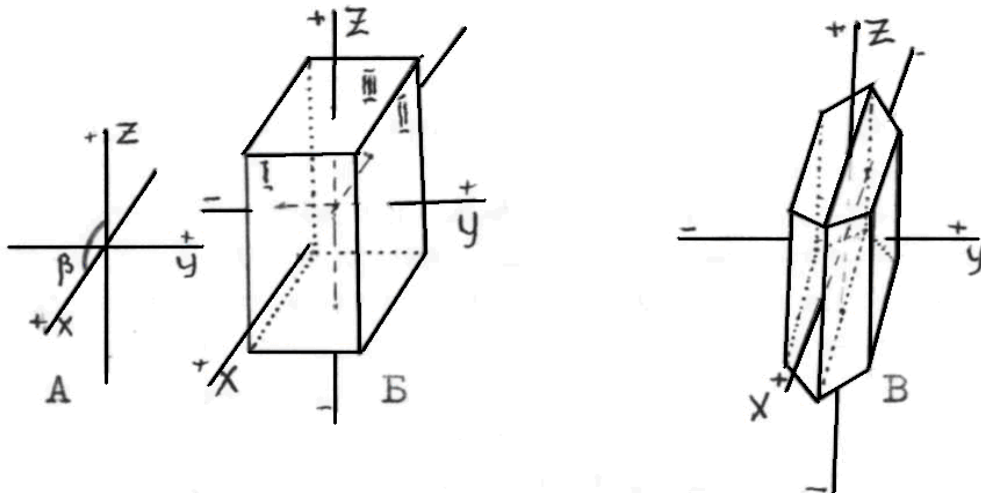




Мал. 30. Форми ромбічної сингонії:

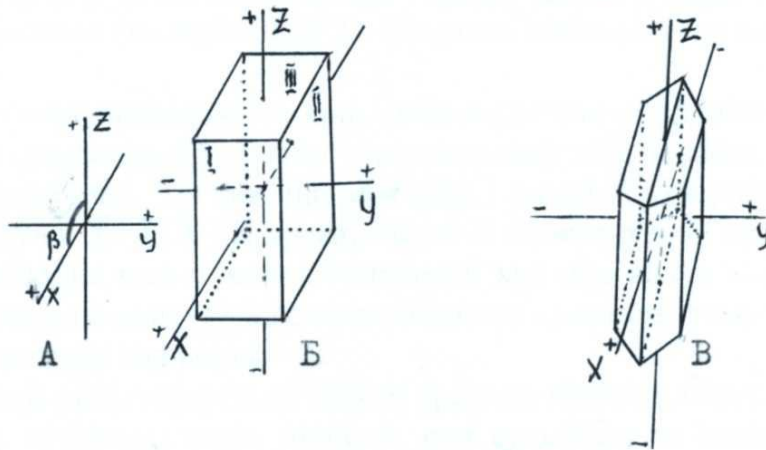
А – призма з гранями-пінакоїдами; Б – призма 1-го роду з призматичними гранями; В – ромбічна дипіраміда. Штрих-цифрами позначені грані невидимих сторін.

В моноклінній сингонії кристалізується майже третина відомих мінералів, найважливіші з них гіпс, ортоклаз, авгіт, діопсид, ряд сульфідів та силікатів тощо.



Мал. 31. Моноклінні форми: А – кристалографічні осі; Б – моноклінна призма з гранями-пінакоїдами I, II, III. В – кристал гіпсу як комбінація двох ромбічних призм і пінакоїда.

Триклінна сингонія. Сюди відносять групу найменш симетричних форм, утворених комбінаціями моноедрів, диедрів та пінакоїдів. З елементів симетрії можливий лише центр симетрії С. Координатні осі проводять вздовж трьох непаралельних ребер, при цьому кути між осями завжди непрямі, що й пояснює термін «триклінний» - всі три осі похилі (мал. 32).



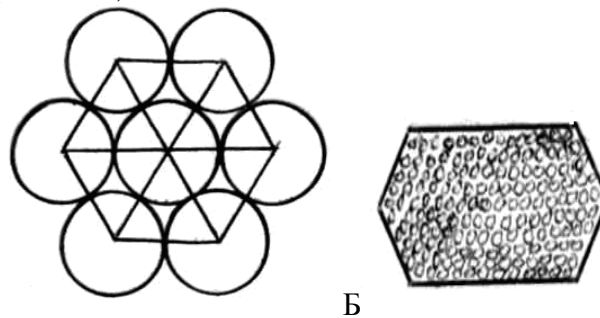
Мал. 32. Ромбічна призма з гранями-пінакоїдами: I - (100), $(\bar{1}00)$; II - (010), $(0\bar{1}0)$; III -

До триклінних належать плагіоклази, дистен, бірюза, воластоніт, арсенопірит та інші мінерали.

2.1.8. Внутрішня будова кристалічних речовин

Властивості кристалів пояснюються особливостями їх внутрішньої будови. Під внутрішньою будовою речовини слід розуміти особливості взаємного розташування атомів хімічних елементів, що входять до складу речовини, та їх просторове розміщення. Властивості ж речовини визначаються характером взаємодії цих атомів, їх розмірами, хімічними властивостями тощо.

Про те, що часточки (атоми чи молекули) в кристалах розташовуються не безладно, а впорядковано, дослідники міркували ще задовго до появи вчення про будову атомів та молекул. До таких мислителів відносяться видатний математик-астроном Й.Кеплер (1571-1630), фізик Р.Гук (1635-1703), мінералог Рене Жюст Гаюї (1743-1822) та ін.. Ще у 18 ст. видатний російський природознавець М.В.Ломоносов (1711-1765) пояснював шестигранну форму кристалів натрієвої селітри своєрідним розташуванням найдрібніших часточок цієї речовини – корпускул, які, за його уявою, мають кулясту форму (мал. 33).



Мал. 33. А. Розташування сферичних часток – «Корпускул» в кристалах селітри (за уявою М.В.Ломоносова) Б. Будова кристала селітри (за мал. М.В.Ломоносова)

Сучасна уява про внутрішню будову кристалів сформувалася під впливом ідей французького кристалографа Огюста Браве (1811-1869). Приймаючи до уваги те, що в паралельних напрямках кристали проявляють ідентичні властивості, О.Браве міркував, що центри матеріальних часточок, що утворюють кристал, також повинні розташовуватися в прямолінійних напрямках у вигляді вузлів ряду.

Сучасна уява про будову кристалічних речовин базується на двох фундаментальних поняттях кристалографії – просторової ґратки і структури кристалів. Ці два поняття не є ідентичними.

Структура кристалу визначається певним взаємним розташуванням і взаємодією атомів чи молекул, що утворюють дану речовину. Просторова ж ґратка визначає особливості періодичного повторення у просторі окремих атомів, або їх угруповань, або яких-завгодно точок, взятих всередині кристала.

2.1.8.1. Просторова ґратка

Моделі кристалічних структур різних речовин, знайомі нам із шкільного курсу хімії, складені кульками однакових або різних розмірів і кольору. Вони з'єднані між собою шматками дроту однакової або різної довжини, залежно від типу структури.

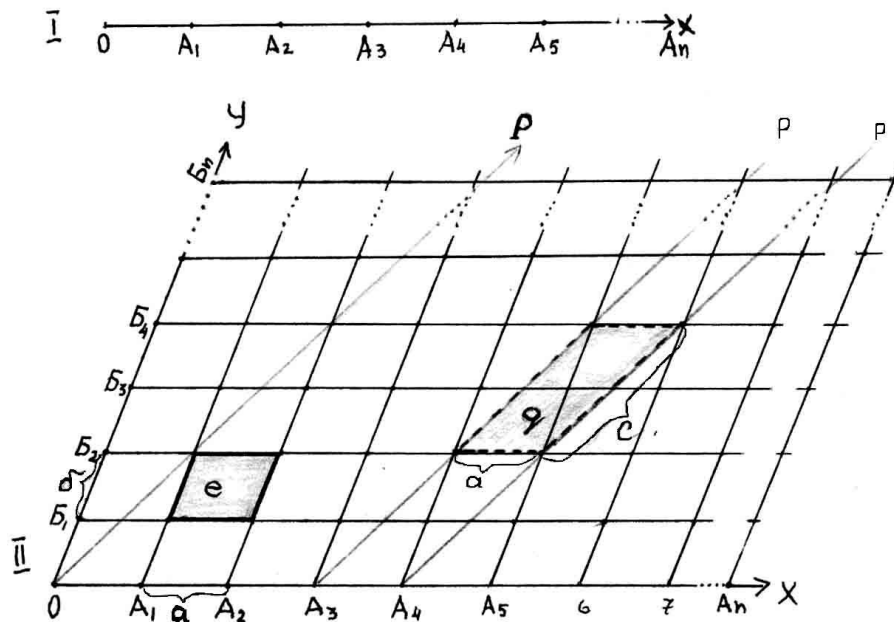
Кульки в таких моделях грають роль атомів чи йонів. Якщо міркувати вслід за О.Браве, кульки являють собою центри атомів чи загалом часток, що утворюють дану структуру. Шматки дроти слугують в даному випадку моделями зв'язків між цими атомами.

Якщо застатися відповідними матеріалами і терпінням, можна збільшити розміри згаданих моделей, додаючи до них відповідну кількість кульок і з'єднуючи їх шматками дроту. Найкраще було б скласти модель структури не з одного а з двох і більше комплектів моделей відповідних структур. На таких збільшених моделях зручніше вести спостереження, про які йтиме мова далі.

Якщо розглядати моделі структур деяких речовин, наприклад металів чи кам'яної солі (галіту), можна побачити, що кульки завжди розташовуються вздовж прямих ліній, утворюючи певні ряди. Такі лінії можуть співпадати, а можуть і не співпадати з відрізками дроту, що сполучають ці кульки. Змінюючи напрям погляду, можна помітити, що у всіх паралельних рядах відстані між кульками однакові; в інших напрямках відстані в рядах між кульками можуть змінюватися, але в кожному з цих рядів даного напрямку вони однакові між собою. Зобразимо такий одномірний (бо простягається в одному напрямку) ряд і позначимо його OX (мал. 34, I). В цьому ряду кульки позначені точками, що розставлені через рівні проміжки. Точки цього ряду називають вузлами, а віддалі між ними – трансляціями, або періодом даного ряду. Позначимо кожний вузол відповідними буквами, наприклад $A_0, A_1, A_2, \dots, A_5, \dots, A_n$.

Уявімо, що вузол A_0 в ряду OX перемістився вправо на один

проміжок, тобто на одну трансляцію, і співпав з вузлом A_1 ; при цьому вузол A_1 неодмінно повинен зміститися також вправо на таку ж трансляцію і співпасти з вузлом A_2 , який аналогічно одночасно зміщується і співпадає з наступним вузлом і т. д. Отже, при подібному переміщенні вузлів вздовж ряду кожний попередній вузол займає місце наступного; при цьому ряд OX суміститься (або співпаде) сам з собою, відстані між сусідніми вузлами не змінюються. Таке умовне переміщення вузлів вздовж одномірного ряду також називають трансляцією. Справедливо міркувати, що ряди вузлів є безконечні в абстрактному розумінні, бо кожний реальний кристал має кінечні розміри. Проте, враховуючи надзвичайно малі розміри самих атомів хімічних елементів і відстаней між центрами цих атомів, найдрібніші кристалики, які можна помітити лише в мікроскоп, можна вважати як систему нескінченно довгих рядів цих атомів. Наприклад в кристалі заліза ряд довжиною 1 міліметр містить понад 39 мільйонів вузлів, тобто атомів.



Мал. 34. Одномірний ряд вузлів (I) і двомірна сітка, утворена рядами напрямків OX і OY (II); e – елементарна комірка двомірної плоскої сітки з найкоротшими трансляціями «а» і «б»; q – комірка двомірної сітки, утвореної рядами напрямків $OY - OP$ має параметр трансляції «с», більший, ніж трансляція «б»

Якщо розглядати нашу структурну модель в іншому напрямку, наприклад перпендикулярно до ряду OX або під деяким кутом до нього, побачимо інші ряди з такими ж вузлами. Довжина міжвузлових відстаней в цьому ряду може бути такою ж, як і в попередньому ряду, або ж більшою чи меншою.

Позначимо другий напрямок рядів через OY , а вузли через B_0, B_1, B_2 , і т.д.

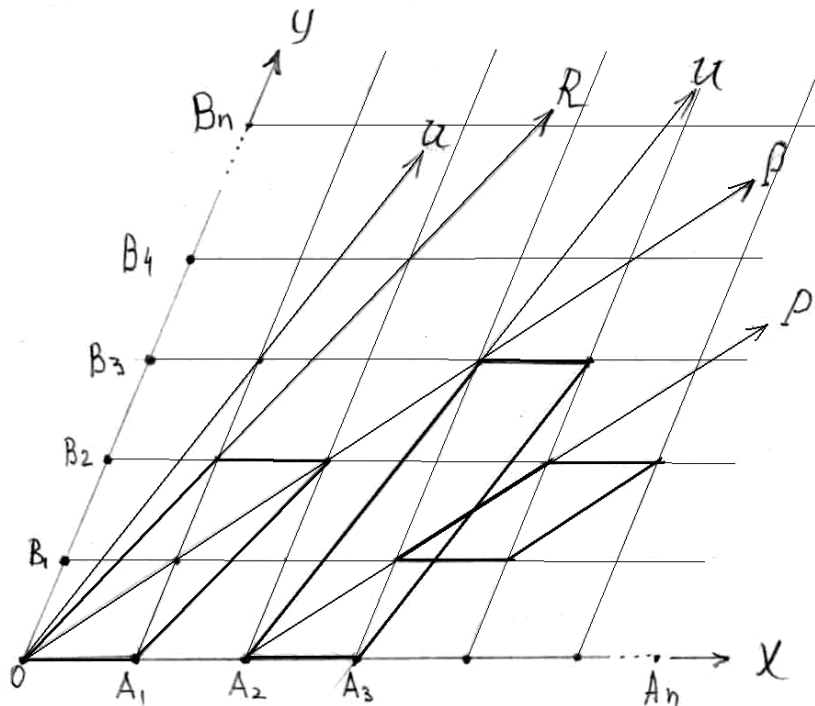
Ряди напрямку OY перетинаються з рядами напрямку OX і утворюють плоску сітку. На відміну від одномірного ряду вона є

двовимірна, бо простягається на двох напрямках (мал. 34, II). Точки перетину рядів є вузлами даної сітки, а кожний з цих вузлів належить одночасно двом рядам.

Як бачимо, утворена таким чином плоска сітка складається з чотирикутників, чи паралелограмів. Якби ряди OX і OY перетиналися під прямими кутами, то утворилися б сітки з квадратами, якщо довжина трансляцій однакова в обох рядах, або з прямокутниками, якщо довжина трансляцій в цих рядах різна.

Чотирикутники чи паралелограми, що утворилися внаслідок перетину рядів напрямків OX і OY , називаються ячейками плоскої двовимірної сітки. З ячейками сітки можна проводити такі ж операції, як з вузлами одномірного ряду, тобто переміщувати їх вздовж рядів в напрямках OX та OY на величину трансляції відповідного ряду. Інакше кажучи, при трансляційних переміщеннях ячейки плоска сітка суміщається сама з собою.

В площині нашої сітки через її вузли можна проводити інші ряди, що не співпадають з напрямками OX чи OY , причому довжина трансляції буде іншою, ніж в попередніх рядах. Наприклад в ряду OR довжина міжвузлових відстаней більша, ніж в ряду OY . Ячейки, побудовані на рядах OX та OR , мають більші розміри – вони довгі, ніж ячейки на рядах OX – OY і при трансляційних переносах не співпадають з ними (мал. 35).



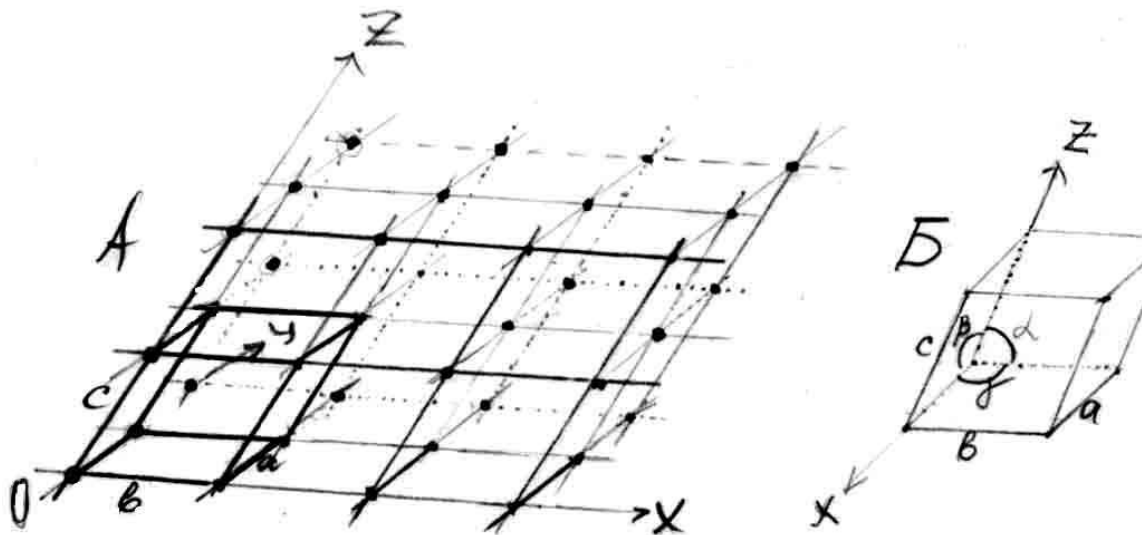
Мал. 35. Елементарні комірки, побудовані на вузлах двовимірної сітки OX – OY , з різною довжиною трансляцій (в напрямках OR , OU , OP)

Комірки двовимірної сітки, що мають найкоротші трансляції, можна назвати елементарними. Бажано, щоб такі елементарні комірки не містили додаткових вузлів, крім тих, що містяться на

перетинах рядів. Для нашої сітки комірka q з трансляція ми в ряду OP не може бути елементарною, бо має довші трансляції в ряду OP , ніж трансляції комірki « e », побудовані на рядах $OX - OY$. Крім того, комірka містить додатковий вузол (проте, в деяких випадках, елементарні комірki в просторових ґратках такі додаткові вузли містять, про що мова йтиме нижче).

Якщо спрямувати погляд на нашу модель структури в іншому напрямку – перпендикулярно або під деяким кутом до вище зазначеної плоскої сітки, побачимо інші ряди вузлів, причому довжина трансляції між цими вузлами може бути однаковою або різною з трансляціями нашої плоскої сітки. Паралельно цьому ряду OZ розташовується множина таких рядів, яка сумісно з двовимірною сіткою на рядах $OX - OY$ утворює тривимірну просторову ґратку. Цю ґратку можна розглядати як таку, що побудована на напрямках $OX - OY - OZ$, що взаємно перетинаються (мал. 36А). Кожний вузол в такій ґратці належить одночасно трьом рядам. З цього випливає, що просторову ґратку можна розглядати як складену з множини двовимірних сіток, які перетинаються з іншими такими ж сітками під певними кутами.

В межах тривимірної ґратки можна виокремити паралелепіпеди, на вершинах яких знаходяться вузли, що належать різним рядам плоских сіток. Якщо умовно переміщувати один такий паралелепіпед вздовж якого-небудь напрямку паралельно рядам, як ми це робили у випадку з паралелограмом плоскої двовимірної сітки, то він суміститься з іншими паралелепіпедами, незалежно від напрямку його переміщення. Такий паралелепіпед можна назвати елементарною коміркою даної просторової ґратки. Просторова тривимірна ґратка складається з безлічі таких паралелепіпедів. Один окремо взятий паралелепіпед, або елементарну комірку, можна розглядати як репрезентативну частину всієї просторової ґратки. Ребра такої комірki є трансляціями рядів.



Мал.36. А – просторова тривимірна гратка; Б – елементарна ячейка гратки з лінійними (ребра a , b , c) і кутовими (α , β , γ) параметрами

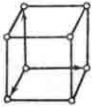
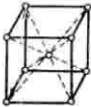
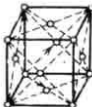
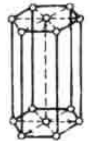
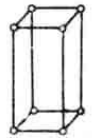
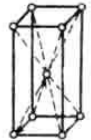
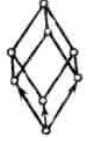
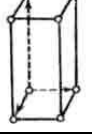
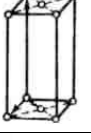
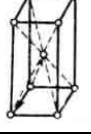
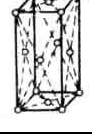

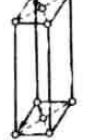
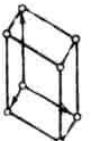
Форма і розміри елементарної комірки залежать від довжини трансляцій вузлових рядів та від кутів взаємного перетину кожного з рядів (слід пам'ятати, що кожний вузол розташований в точці перетину трьох рядів). Якщо всі ряди трьох напрямків взаємно перпендикулярні, а трансляції в цих рядах однакові, то комірка має кубічну форму. Куб, як об'ємна форма, має певну симетрію. Подібно до цього всякий паралелепіпед, як тривимірна (об'ємна) форма, також має певну симетрію. Отже, елементарні комірки, а разом з ними просторові гратки, що складені цими комірками, також є в тій чи іншій мірі симетричними. Очевидно, що ця симетрія відповідно проявляється в зовнішній формі кристалів тих чи інших речовин.

Кожна кристалічна речовина характеризується лінійними та кутовими параметрами елементарної комірки: довжиною трансляцій, тобто ребер a , b , c , кутами нахилу ребер гратки α , β , γ (мал. 36Б). Довжину ребер вимірюють в нанометрах, рідше – ангстремах (\AA), а кути – в градусах. Прямі кути між ребрами комірки до уваги не приймають; при однакових розмірах ребер комірки зазначають довжину лише одного з них. Наприклад, елементарна комірка альбіту має такі параметри: $a - 8,135\text{\AA}$, $b - 12,78\text{\AA}$, $c - 7,154\text{\AA}$, $\alpha - 94^{\circ}13'$, $\beta - 116^{\circ}13'$; $\gamma - 87^{\circ}43'$. Для галіту (NaCl) (елементарна комірка у формі куба) $a - 5,064\text{\AA}$ (за Є. К. Лазаренко, 1970). При цьому зазначимо, що лінійні розміри ребра елементарної комірки визначаються відстанями між однотипними йонами чи атомами, що складають просторову гратку мінерала. Так, у галіту всі три ребра елементарної гратки є однакові і дорівнюють $5,64\text{\AA}$ і це є відстані між центрами йонів K^+ і Cl^- , але аж ніяк не відстані між K^+ і Cl^- .

Розміри і форма елементарної комірки залежать від природи і взаємного розташування атомів, що утворюють цю гратку. Згідно О.Браве слід розрізняти 14 типів елементарних комірок (табл. 4).

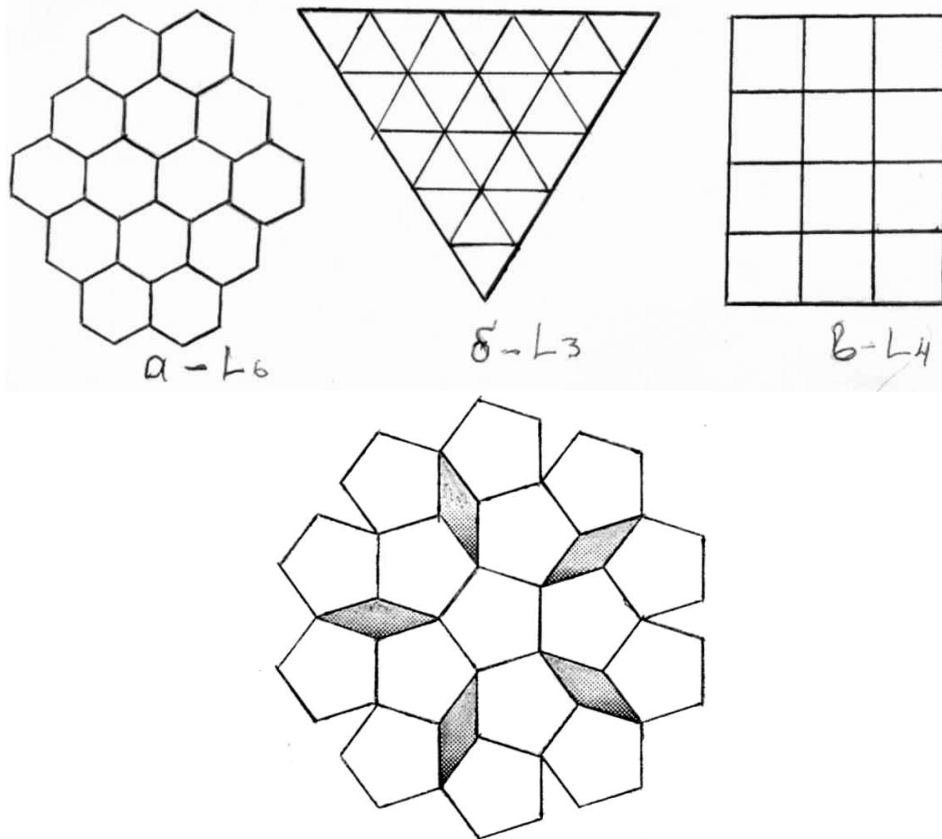
Кожен з цих типів комірок характеризується певною симетрією. Комірки, що мають вузли лише по вершинах паралелепіпедів, називаються примітивними. Якщо ж вони містять додаткові вузли, що розташовуються по центрах граней або в центрі об'єму комірки, то їх називають не примітивними – гранецентровані або об'ємноцентровані.

Таблиця 4. Типи елементарних комірок (за О. Браве)

Сингонії	Примітивна	Базоцентрована	Об'ємноцентрована	Гранецентрована	Параметри	
					ребра	
Кубічна					$a=b=c$	$\alpha=$
Гексагональна					$a=b \neq c$	$\alpha=$ $\gamma=$
Тетрагональна					$a=b \neq c$	$\alpha=$
Тригональна					$a=b=c$	$\alpha=$
Ромбічна					$a \neq b \neq c$	$\alpha=$
Моноклінна					$a \neq b \neq c$	$\alpha=$
Триклінна					$a \neq b \neq c$	$\alpha \neq$

Кожна з елементарних комірок, представлених в таблиці 4, заповнюють простір без порожнин чи пропусків (мал. 37).

Проте, паралелепіпеди або загалом фігури з симетрією, якій притаманна вісь L_5 , не можуть заповнити простір без порожнин, тобто не прилягають одна до одної щільно, як це характерно для фігур з симетрією L_1, L_2, L_3, L_4, L_6 (мал. 37). Теж стосується і для фігур з L_7, L_8 та інших порядків. Отже, структурні утворення з симетрією, де могли б бути осі L_5, L_7 та інші, у природі не існують.



Мал.37. Двовірні сітки, складені комірками за симетрією L_6 , L_4 , L_3 , L_2 , L_1 , заповнюють простір без порожнин

Розглянута вище просторова ґратка побудована як система вузлів, які представляють собою певні мінеральні частки – атоми, йони чи молекули. Проте просторова ґратка дає уяву не про реальне розташування атомів чи йонів, а лише про характер просторової періодичності складових частин структури кристалів.

2.1.8.2. Структура кристалічних речовин

Закономірності розташування атомів хімічних елементів в конкретних структурах вивчає кристалохімія. Вона вивчає також залежність внутрішньої будови і фізичних властивостей кристалів від їх хімічного складу. Виявляється, фізичні властивості – твердість, густина, анізотропія тощо – залежать у значній мірі від особливостей хімічної взаємодії атомів чи йонів, що входять до складу твердих речовин.

Кристалохімічні зв'язки. Поняття про йонні радіуси.

Кристалічні речовини, як і інші хімічні сполуки й прості речовини, утворюються внаслідок такої взаємодії атомів, йонів чи груп йонів і навіть молекул, яка призводить до стійких утворень чи

структур з мінімальною потенціальною енергією. В кристалах різних речовин сили, що зв'язують атоми чи йони, істотно відрізняються між собою, тому й властивості цих речовин різні. Розрізняють такі основні типи кристалохімічних зв'язків: атомні, металеві, йонні, міжмолекулярні. В окремих випадках виділяють водневі зв'язки.

Атомні (ковалентні, гомеополярні) зв'язки виникають шляхом усупільнення електронів на зовнішніх електронних оболонках. При цьому електрони оточують спільні атомні ядра, або ж орбіти електронів двох сусідніх атомів перекриваються. Зовнішні електронні оболонки доповнюються до оболонок атомів інертних («благородних») газів. Кількість електронів, що доповнюють зовнішню електронну оболонку до «благородного» стану, відповідає кількості зв'язків. Наприклад, атом вуглецю на зовнішній орбіті має чотири електрони. Отже, якщо кожен атом вуглецю взаємодіє з сусідніми чотирма аналогічними атомами, то відбувається усупільнення електронів зовнішніх оболонок, і кожна з цих оболонок матиме вже не чотири, а вісім електронів, як у атомів благородних газів. В такому випадку атоми вуглецю зв'язані між собою дуже міцно, як, наприклад, у структурі алмазу (див. мал. нижче).

Металеві зв'язки до певної міри можна розглядати як різновид атомних, вони характерні для структур, утворених атомами металів. В таких структурах атоми втрачають електрони зовнішньої оболонки і перетворюються в своєрідні позитивні йони. Електрони оточують такі «катіони», причому вони не належать конкретному атому, а утворюють своєрідний «електронний газ». Впорядковані катіони занурені в цей газ. В електромагнітному полі електрони вільно переміщуються в певному напрямку, утворюючи «електронний потік». Цим і пояснюється висока електропровідність металів.

Йонні, або гетерополярні, зв'язки виникають між позитивними і негативними йонами внаслідок їх електростатичного (кулонівського) притягання. Йонні зв'язки дещо слабші, ніж атомні чи металеві, що й позначається на властивостях кристалів з йонною структурою.

Міжмолекулярні, або ван-дер-ваальсові, зв'язки виникають між віддаленими атомами чи молекулами, які, в свою чергу, пов'язані з іншими атомами міцнішими (наприклад, ковалентними) зв'язками; їх можна назвати «залишковими» зв'язками. Це дуже слабкі зв'язки між окремими структурними групами атомів у кристалах, що й спричинює руйнування кристалів при певних умовах. Здебільшого молекули даної речовини при руйнуванні структури зазнають фазового переходу в рідкий або газоподібний стан.

Міжмолекулярні зв'язки характерні для деяких шаруватих мінералів (слюда, графіт), для льоду, твердої вуглекислоти, для переважної більшості органічних речовин.

Атоми хімічних елементів, що утворюють кристали, можна

увияти у вигляді сфер, в центрі яких знаходяться ядра, оточені електронними оболонками. Розміри сфер різних атомів неоднакові і залежать головним чином від будови зовнішньої електронної оболонки, тобто від заповнення цієї оболонки електронами.

В кристалохімії розрізняють атомні та йонні радіуси. Атомний радіус є сталою величиною і характеризує розмір атома даного елемента з усіма його електронами, тобто розмір атома з «нульовою» валентністю. Йонний радіус залежить від стану зовнішньої електронної оболонки. Негативно заряджені йони (аніони) мають на зовнішній орбіті надлишкові електрони, тому віддаль від центра до краю уявної сфери більша, ніж у позитивних йонів (катіонів), на зовнішній орбіті яких не вистачає електронів до повного заповнення орбіти.

Йони одного й того ж хімічного елемента можуть мати різні радіуси залежно від кількості електронів на зовнішній орбіті, тобто від валентності елемента. Порівняймо, наприклад, атомні та йонні радіуси елементів із змінною валентністю (розміри подано в ангстремах Å: один ангстрем дорівнює Å = 10⁻⁸ см = 0,1 нанометра):

S ⁰ – 1,04	Mn ⁰ – 1,29	Mn ⁺⁴ – 0,52
S ⁻² – 1,823	Mn ⁺² – 0,91	Mn ⁺⁷ – 0,46
S ⁺⁶ – 0,29	Mn ⁺³ – 0,70	

Нижче подані йонні радіуси ряду елементів, що входять до структури багатьох мінералів (Г.Бокий, 1971). Числові значення цих радіусів подано в ангстремах і для переведення їх в нанометри необхідно ці значення зменшити в десять разів.

O ⁻² – 1,36	Si ⁺⁴ – 1,04	Ca ⁺² – 1,04	Ba ⁺² – 1,30
Cl ⁻¹ – 1,81	Al ⁺³ – 0,57	Mg ⁺² – 0,77	Sr ⁺² – 1,20
F ⁻¹ – 1,33	Fe ⁺² – 0,80	Na ⁺¹ – 0,98	P ⁺⁵ – 0,35
S ⁻² – 1,823	Fe ⁺³ – 0,67	K ⁺¹ – 1,33	
S ⁺⁶ – 0,29			

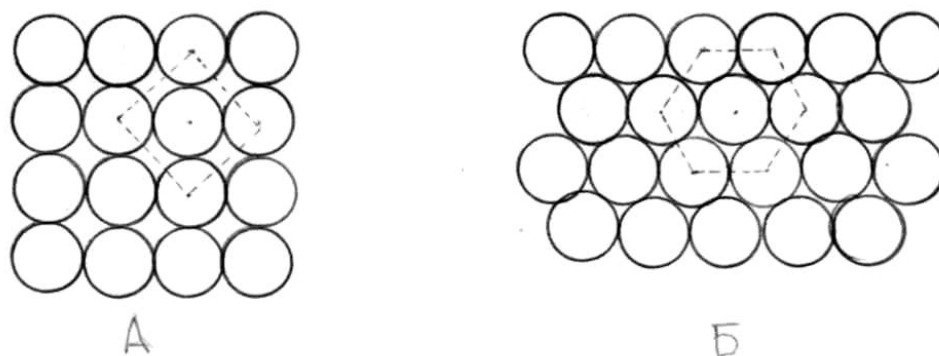
2.1.8.3. Типи кристалічних структур

Структури кристалічних речовин можна уявити собі як сукупність атомів чи йонів, сфери яких взаємно пов'язані хімічними зв'язками і щільно прилягають один до одного, займаючи при цьому мінімальний простір. Чим менше вільного простору між сферами атомів чи йонів, тим щільнішою є упаковка атомів, що складають дану речовину.

Характер заповнення простору залежить від того, атоми одного чи декількох хімічних елементів утворюють структуру, тобто контактуючі сфери атомів мають однаковий чи різний розміри. Щільнішими є структури, утворені атомами неоднакових розмірів. При цьому малі атоми чи їх йони, розміщуються у проміжках між крупними йонами. Просторове зображення таких структур на

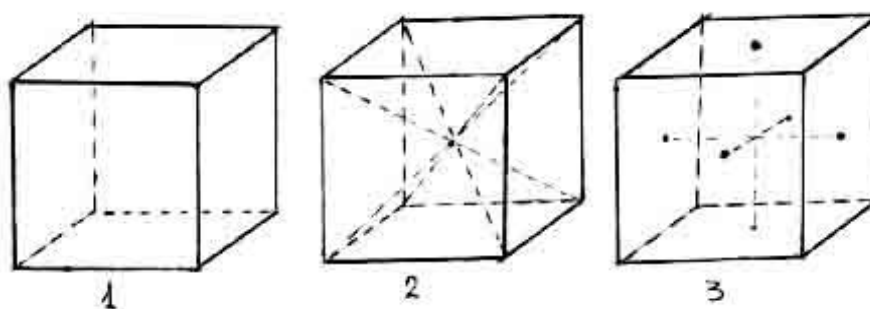
малюнках є незручним, бо в площині листа можна зобразити лише один шар сфер, що зображають йони чи атоми. Зручніше користуватися розрідженими моделями, в яких атоми чи йони зображають у вигляді маленьких кружечків.

В просторовому розташуванні атомів хімічних елементів розрізняють два мотиви – гексагональний і кубічний (мал. 38). В проміжках між крупними сферами можуть розміщуватися атоми чи йони менших розмірів, які є здебільшого катіонами металів. В структурах з гексагональним мотивом укладки сфер елементарні комірки мають форму гексагональної призми. Прикладом є структури металічного цинку, магнію, графіту та інших мінералів.



Мал. 38. Структурні мотиви: А – кубічний; Б – гексагональний

У речовин з кубічним мотивом структури елементарні комірки мають форму примітивних, або об'ємно-центрованих, або гранецентрованих кубів (мал. 39). Особливий тип структури характерний для алмазу, в якому в гранецентрованій комірці додатково розміщуються чотири атоми вуглецю, розташовані в формі тетраедра, що й зумовлює надзвичайну твердість цього мінералу.



Мал. 39. Елементарні комірки в структурах з кубічним мотивом укладки атомів і йонів: 1 – примітивна; 2 – об'ємноцентрована; 3 – гранецентрована

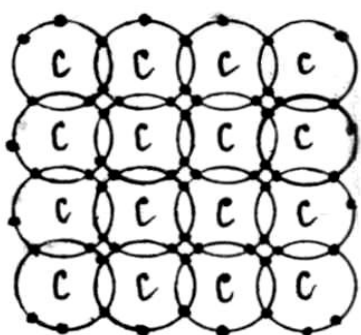
Кубічний мотив структури властивий для більшості мінералів, зокрема золота, міді, заліза та ін.

Залежно від хімічного складу та умов кристалізації розрізняють кілька типів структур кристалів, головними з яких є атомні, металеві, йонні, радикал-йонні та молекулярні.

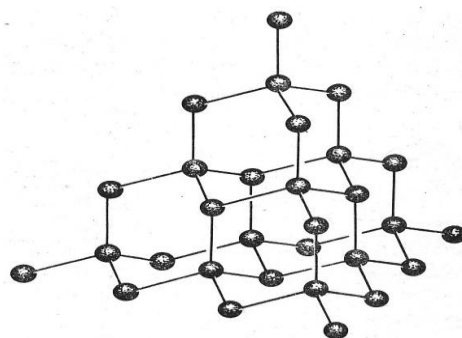
Атомні структури характерні для простих речовин – неметалів, якими є, наприклад, алмаз, сірка, графіт.

Алмаз і графіт складені атомами вуглецю, проте за властивостями вони дуже різні, що пояснюється особливостями їх будови.

В структурі алмазу атоми вуглецю взаємозв'язані міцними ковалентними зв'язками, бо кожен з чотирьох валентних електронів зовнішньої оболонки належить одночасно одному з сусідніх атомів вуглецю, так що зовнішні електронні оболонки мають уже вісім електронів (мал. 40), тому вільних електронів, які могли б рухатися в електричному полі, немає. Саме цим і пояснюються високі електроізоляційні властивості кристалу алмазу.



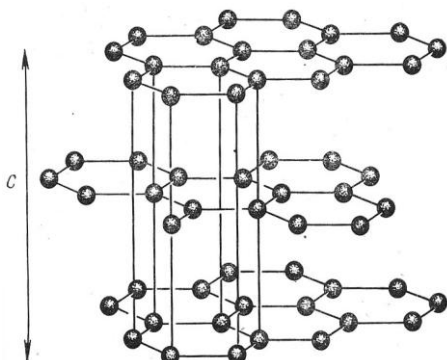
Мал. 40. Схематичне зображення взаємодії атомів зовнішніми електронними оболонками в структурі алмазу



Мал. 41. Структура алмазу

Атоми вуглецю розташовані за тетраедричним мотивом, тобто кожен атом оточений чотирма такими ж атомами, що розташовуються по вершинах уявного тетраедра. Відстані між центрами атомів однакові, що й зумовлює значну міцність всієї структури (мал. 41). Саме тому алмаз є найтвердішим природним мінералом. В штучних умовах створена речовина (сполука бору і азоту BN, боразон), що за твердістю близька до алмазу, але не є твердішою за нього.

В структурі графіту (мал. 42) кожен атом вуглецю утворює ковалентні зв'язки лише з трьома подібними атомами, з якими він має безпосередні контакти, причому всі ці атоми розміщуються в одній площині за гексагональним мотивом, утворюючи своєрідну сітку (мал. 43). В такій сітці кожен атом вуглецю може об'єднатися з сусідами лише трьома електронами зовнішньої оболонки, а четвертий електрон не спарений, вільний, він розташовується на поверхні шару і здатний переміщуватися в електричному полі.



Цим і пояснюється здатність графіту проводити електричний струм. Проте в напрямку, перпендикулярному до площини сітки, графіт струму не проводить, тобто в цьому напрямку він є електроізолятором.

Мал. 42. Шарувата структура графіту

Зазначені вище вуглецеві сітки в будові графіту чергуються з паралельно розташованими аналогічними сітками, причому кожна з наступних сіток відносно попередньої зміщена на половину трансляції елементарної комірки, так що атоми вуглецю розташовуються в просторі абсолютно ідентично лише в шарах, розміщених через шар по чергово. Відстані між сітками

довші, ніж між атомами в межах самої сітки, тому зв'язки між шарами значно слабші, тобто залишкові, або зв'язки Ван-дер-Ваальса, що й спричинює легке розшарування графічної маси на окремі лусочки: графіт легко залишає слід на папері або на якій-небудь поверхні, його можна використовувати як мастильний матеріал у високотемпературному середовищі.

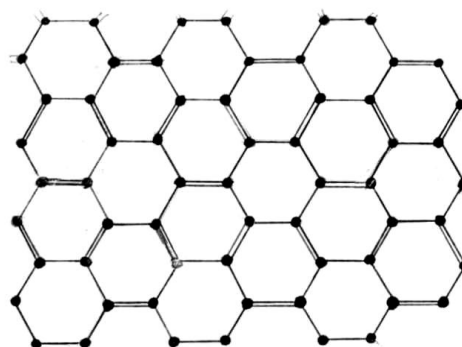
Крім вищезазначеного, в будові графіту атоми утворюють менш щільну упаковку, ніж в алмазі, тому й густина його значно менша – 2,2 проти 3,5 у алмазу.

Металевий тип структури характерний для речовин, складених атомами металів – натрію, калію, магнію, міді, цинку, свинцю, заліза та ін. В таких структурах кожний атом оточений максимальною кількістю сусідніх атомів (координаційні числа тут сягають значень 8-12). На зовнішніх орбітах атомів металів електронів небагато – від одного до чотирьох, рідше – більше, електрони цього шару утримуються на орбіті неміцно і легко відділяються від атома, переміщуються між іншими атомами і при наявності різниці потенціалів створюють електронний потік, тобто електричний струм. В металевих структурах атоми складені переважно за кубічним мотивом щільної упаковки, як, наприклад, у міді, заліза тощо, рідше – за гексагональним мотивом, як у магнію. Елементарні комірки в структурах кубічного мотиву є кубічні примітивні, об'ємно-центровані та гранецентровані.

Речовини з металічним типом внутрішньої будови відрізняються високою електро- і теплопровідністю, ковкістю і порівняно невисокою твердістю, що й пояснюється перш за все слабкими зв'язками електронів зовнішнього шару з атомами металів.

Йонні структури характерні для речовин – бінарних сполук,

Зазначені вище вуглецеві



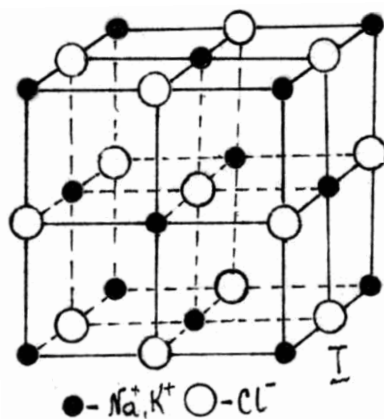
Мал.43. Взаємодія атомів вуглецю в межах однієї сітки в структурі графіту

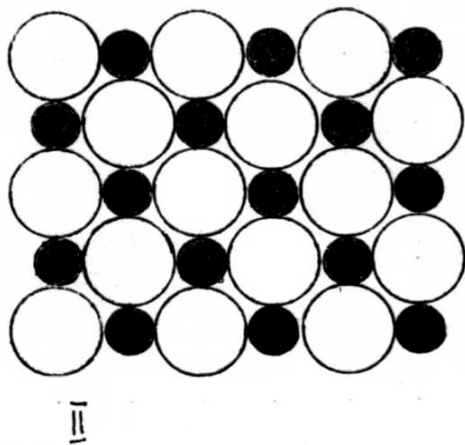
тобто речовин, що складаються з катіонів та аніонів. Раніше зазначалося, що йонні радіуси катіонів менші, ніж аніонів, тому сфери аніонів заповнюють основний простір, а сфери катіонів розташовуються в проміжках між сферами аніонів. Типовими представниками речовин з йонним типом структури є галіт (кам'яна сіль NaCl), сильвін (KCl) та інші бінарні сполуки.

В йонних структурах кожний катіон оточений сферами аніонів з координаційним числом 6 або 8, і навпаки, кожний аніон має оточення з такої ж кількості катіонів, причому розташування йонів відбувається за кубічним мотивом. Просторова гратка в йонних структурах побудована так, що у трьох взаємоперпендикулярних напрямках чергуються катіони і аніони (мал. 44). Катіони розташовані по вершинах і центрах граней (гранецентрований тип елементарної комірки), а аніони займають позиції між катіонами, і навпаки, аніони утворюють гранецентровану комірку, а катіони розташовані між ними.

Речовини з йонним типом структури вельми поширені в природі і представлені переважно більшістю мінералів.

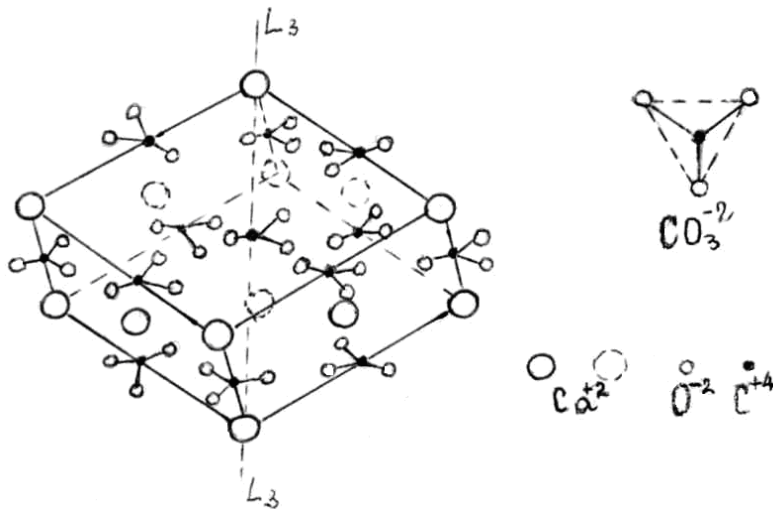
Радикал-йонний тип структур характерний для мінералів – солей кисневих кислот, зокрема, для карбонатів, сульфатів, нітратів, фосфатів тощо. Найпростішим прикладом є структура кальциту CaCO_3 . В структурі цього мінералу катіони кальцію розташовані по вершинах і центрах граней рівностороннього ромбоєдра (такий ромбоєдр можна уявити як куб, витягнутий вдовж однієї з осей третього порядку). Аніони CO_3^{2-} розташовані між йонами Ca^{+2} по серединах ребер і в центрі об'єму ромбоєдра (мал. 45).





Мал. 44. Умовні зображення структури кристалів йонного типу (галіт NaCl, сильвін KCl, галеніт PbS та ін.). I – «Розріджена» модель; II – модель щільної упаковки сфер йонів за кубічним типом. Зображена лише одинарна плоска двовимірна сітка.

Аніонна частина таких структур представлена угрупованнями атомів кисню з певними атомами невеликих розмірів, які в цих угрупованнях грають роль катіонів. В таких аніонах атоми зв'язані між собою міцними ковалентними зв'язками, утворюючи своєрідні «радикал-йони», наприклад, $(\text{CO}_3)^{2-}$, $(\text{NO}_3)^-$, $(\text{SO}_4)^{2-}$, $(\text{PO}_4)^{-3}$ тощо.

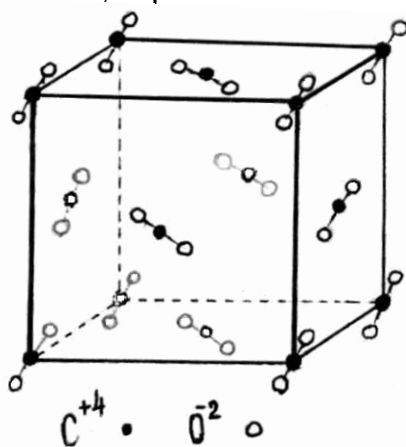


Мал. 45. Схематичне зображення елементарної комірки в структурі кальциту CaCO_3 . Штрих-контурями позначені катіони Ca^{+2} , розташовані на «невидимих» гранях і ребрах ромбоедра. Лінія $L_3 - L_3$ – тілесна діагональ ромбоедра, яка є одночасно віссю симетрії третього порядку

Молекулярний тип структури характерний переважно для органічних речовин, а також для льоду, твердої вуглекислоти CO_2 («сухий лід»), природних парафінів (наприклад, озокериту), для багатьох штучних речовин (нафталін, уротропін тощо). Зв'язки між молекулами цих речовин дуже слабкі, тому кристалічні утворення при звичайних умовах є дуже нестійкими. Кристали льоду при температурі вище нуля за шкалою Цельсія зазнають переходу в рідку фазу. При цьому молекули води відразу після танення льоду

залишаються зв'язаними між собою в окремі групи молекул. Таку воду, що утворилася внаслідок танення льоду, називають структурованою; вважають, що вона має корисні для живих організмів властивості.

Вуглекислота CO_2 переходить у кристалічний стан при температурі $78,5$ градусів нижче нуля; кристалізується у кубічній сингонії, елементарна комірка кубічна гранецентрована (мал. 46). Молекули CO_2 розташовані по вершинах і центрах граней комірки. Між атомами вуглецю і кисню в молекулі зв'язки ковалентні, а між самими молекулами зв'язки настільки слабкі, що при температурі понад -78 °C молекули CO_2 легко відриваються від твердої кристалічної маси і без змін переходять у газоподібний стан. Отже, в молекулярних структурах, як і в радикал-йонних, можливі ковалентні, йонні та міжмолекулярні зв'язки.



Мал. 46. Схема розташування молекул CO_2 в елементарній комірці структури твердої вуглекислоти

2.1.9. Поняття про ізоморфізм, поліморфізм, псевдоморфізм

При вивченні структури окремих кристалічних мінералів може скластися уява, що у вузлах кристалічної ґратки розміщуються лише ті елементи, з яких складена хімічна формула даної речовини. Проте результати хімічних аналізів свідчать, що до складу природних кристалічних речовин, якими б вони досконаліми і чистими не здавалися, завжди входять домішки інших хімічних елементів у вигляді атомів, йонів чи молекул. Встановлено, що у переважній більшості такі домішки входять до складу кристалічної ґратки мінералу – «господаря» і займають там певні місця у вузлах. Такі домішки завжди присутні в мінералах з різними типами структур – від атомних до молекулярних, але найбільш характерними вони є для металевих, йонних та радикал-йонних структур.

Явище заміщення структуроутворюючих елементів (атомів чи йонів) іншими елементами називається ізоморфізмом (від «ісос» - однаковий, «морфа» - форма, тобто «однакова форма», бо форми кристалів при цьому не змінюються).

Вперше явище ізоморфізму описав німецький хімік Ейльхард Мітчерліх (1794-1863). Проте Е.Мітчерліх та інші дослідники того часу трактували явище ізоморфізму спершу лише як властивість різних речовин утворювати подібні за формою і властивостями кристали. Наприклад, мінерали кальцит CaCO_3 , родохрозит MnCO_3 , смітсоніт ZnCO_3 , магнезит MgCO_3 , сидерит FeCO_3 можуть утворювати так званий ізоморфний ряд, бо їх кристали однакові за формою, всі відносяться до тригональної сингонії і містять, як домішки, катіони різних членів цього ряду. Також можуть утворювати ізоморфний ряд сірчаноокислі сполуки – купороси: $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{ZnSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{NiSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$.

Згодом виявилось, що ці домішки є складовими частинами кристалічної ґратки того чи іншого мінералу.

Розрізняють ізоморфізм ізовалентний і гетеровалентний. При ізовалентному ізоморфізмі йони одного хімічного елемента заміщуються йонами такої ж валентності іншого елемента. Наприклад, в кристалах кальциту CaCO_3 частина катіонів Ca^{+2} заміщена катіонами Mg^{+2} , а при переважанні в структурі магнею утворюється магнезит MgCO_3 , у складі якого ізоморфними домішками є катіони Ca^{2+} .

При гетеровалентному ізоморфізмі йони, що взаєморозміщуються в кристалічній ґратці, мають різну валентність, але йонні радіуси у них близькі, а баланс зарядів також не порушується. При цьому компенсація зарядів взаємозамінюваних катіонів відбувається за схемою: $\text{Ca}^{2+} + \text{Al}^{+3} \leftrightarrow \text{Na}^{+} + \text{Si}^{+4}$; $2\text{Mg}^{+2} \leftrightarrow \text{Al}^{+3} + \text{Li}^{+}$. Як бачимо, кількість катіонів при цьому не змінюється. В інших випадках кількість обмінюваних катіонів різна: $2\text{Al}^{+3} \leftrightarrow 3\text{Mg}^{+2}$; $\text{Si}^{+4} \leftrightarrow \text{Al}^{+3} + \text{Na}^{+}$; $2\text{Na}^{+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}$.

Слід зазначити, що гетеровалентний ізоморфізм характерний здебільшого для йонних структур.

Наведені приклади свідчать, що ізоморфні заміщення в кристалічних ґратках можливі, якщо розміри йонів або атомів близькі між собою. Ізоморфізм дуже розвинений в силікатних мінералах, про що мова йтиме далі.

З розглянутих вище прикладів можна зробити висновок, що суть ізоморфізму полягає у взаємному заміщенні атомів чи йонів у вузлах кристалічної ґратки без істотних змін її будови і форми.

Поліморфізм – явище, протилежне по суті ізоморфізму (полі – багато, морфа – форма, тобто різноформність, багатоформність). Суть цього явища полягає в тому, що речовини однакового хімічного складу мають різну форму, внутрішню будову і властивості. Вперше явище поліморфізму відкрив той-таки Е.Мітчерліх у 1821 році. Поліморфізм дуже поширений у природі. Наприклад, карбонат кальцію CaCO_3 існує у природі у двох модифікаціях – кальцит (тригональна сингонія) і арагоніт (ромбічна сингонія), які помітно

відрізняються і за фізичними властивостями. Вуглець утворює кілька видозмін, з яких головними є раніше згадувані алмаз і графіт, а також захованокристалічна різновидність графіту – сажа, аморфні мінерали – кам'яне вугілля, антрацит. Сірка утворює п'ять модифікацій, серед них три належать до моноклінної сингонії, одна – до ромбічної, одна – до гексагональної сингонії. В хімії такі модифікації називають алотропними видозмінами.

Зрозуміло, що кожна з поліморфних модифікацій виникає лише при певних фізико-хімічних умовах мінералоутворюючого середовища. В деяких випадках при зміні умов можливе перетворення однієї модифікації в іншу.

Псевдоморфізм – полягає в тому, що мінерал певного хімічного складу і структури може приймати зовнішню форму іншого мінерала, який має зовсім інший склад і внутрішню будову. Внаслідок певних процесів, структура і хімічний склад змінюються, але зовнішня форма новоутвореного мінералу залишається незмінною. Такі утворення називаються псевдоморфозами. Наприклад, при вивітрюванні кристали піриту FeS_2 перетворюються в лимоніт $\text{HFeO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, який зберігає форму піриту (такою формою є пентагондодекаедр).

Псевдоморфози виникають внаслідок поступового заміщення однієї речовини іншою або внаслідок перетворень мінеральної речовини при зміні умов навколишнього середовища. Прикладом є скам'яніле дерево – псевдоморфоза кремнезему SiO_2 (опал) по клітковині. Інший приклад – ангідрит CaSO_4 внаслідок гідратації (приєднання молекул води) переходить у гіпс – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, не змінюючи своєї форми. Відомий випадок утворення псевдоморфози піриту по тілу людини: в Тюрінгії знайшло тіло робітника, що загинув ще в середньовіччі внаслідок обвалу гірничої маси, і за тривалий час тіло заміщувалося піритом, при цьому форма тіла збереглася повністю.

2.2. Процеси утворення мінералів

Гірські породи, що є складовою частиною земної кори, складаються з окремих зерен мінералів, які, як зазначалося вище, є певними хімічними сполуками. Мінерал є природне тіло, однорідне за хімічним складом і фізичними властивостями. Однорідність ця полягає в тому, що частини (шматки) мінералу проявляють такі ж властивості і хімічний склад, як і цілий мінерал, з якого вони утворені.

Закономірності утворення, або генезису мінералів, являють важливу проблему мінералогії, позаяк знання законів утворення мінеральних речовин в природі дає змогу успішно провадити пошуки родовищ різноманітної мінеральної сировини.

Мінерали земної кори утворюються внаслідок різноманітних процесів перетворення земної речовини, які безперервно протікають в надрах Землі та на її поверхні. Всі ці процеси умовно можна розділити на ендегенні, екзогенні та метаморфічні. Поділ цей є чисто умовним, бо один і той же мінерал може утворитися кількома процесами.

Ендегенне утворення мінералів, пов'язане з процесами виникнення і розвитку магми. Магма - складний силікатний розплав, що періодично виникає в мантії чи в земній корі при певних геологічних умовах. Первинна магматична маса містить всі відомі хімічні елементи. По мірі розвитку і просування до поверхневих зон кори магма зазнає істотних змін, зумовлених її диференціацією (розпадом) на окремі фази - тверду, рідку, газоподібну (газову).

Всі ендегенні мінералоутворюючі процеси умовно поділяють на власне магматичні та постмагматичні. Магматичні процеси охоплюють всі явища, що відбуваються при кристалізації магми. Вони протікають при високому тиску і температурах понад 600-700°C. Явища, що відбуваються після кристалізації основної частини магми і відносного збагачення магматичного розплаву леткими сполуками (Cl, Br, F, CO₂, H₂O), об'єднуються в постмагматичні процеси.

Магматичний процес. При поступовому застиганні починається утворення в її масі кристалічних мінералів. Ймовірно, хімічні елементи в рідкій магмі знаходяться переважно у вигляді асоційованих угруповань - комплексних аніонів, серед яких найважливішими є [SiO₄]⁴⁻ (кремнекисневий тетраедр), [AlSiO₄]¹⁻, [AlSi₃O₈]¹⁻, [PO₄]³⁻, [AlO₄]⁵⁻, та катіонів металів : Mg²⁺, Fe²⁺, Al³⁺, Ca²⁺, Na⁺, K⁺ та ін.

В першу чергу кристалізуються тугоплавкі сполуки, зокрема олівін, піроксени, нефелін, анортит та інші основні плагіоклази, гранати тощо. Процес кристалізації відбувається повільно, оскільки й застигання магматичного осередку також протікає тривалий час, можливо, десятки й сотні мільйонів років. Кристали мінералів, що утворилися на початковому етапі розкристалізації магматичного осередку, повільно осідають в нижній зоні магматичної камери. Після повного застигання з цієї маси утворюється ультраосновна порода, до складу якої входять олівін з домішкою піроксенів, рудних та інших мінералів.

Внаслідок вилучення з магми олівіну та інших магнезіально-залізястих силікатів магма відносно збіднюється на магній та залізо і водночас збагачується на кремнезем, кальцій, алюміній, лужні елементи та леткі сполуки. Отже, тут має місце зміна хімічного складу первинної магми, і такий процес її зміни називають кристалізаційною диференціацією.

На наступному етапі з магми викристалізуються мінерали,

багатші кремнеземом, ніж олівін та піроксени, а саме лужні польові шпати, слюди тощо.

На останній стадії з магми викристалізовується кварц, але таке відбувається при умові, що магма містить достатньо вільного кремнезему.

Послідовність викристалізації мінералів з магми можна зобразити за допомогою схеми Боуена (т.зв. «вилка Боуена»):



Згідно схеми Боуена олівін або анортит, що утворилися на першому етапі кристалізації магми, реагують в подальшому з остаточною магмою, внаслідок чого з магми вилучаються нові мінерали. На останніх етапах кристалізуються багаті кремнеземом і лужними металами мінерали - кислі польові шпати, мусковіт, нарешті кварц.

Пегматитовий процес охоплює ряд явищ, пов'язаних з кристалізацією залишкової магми після затвердіння основного масиву магматичного осередку. Така залишкова магма збагачена кремнеземом, водою та леткими елементами - хлором, фтором, завдяки чому вона, ймовірно, довгий час зберігає рідкий стан, що сприяє утворенню великих, іноді гігантських кристалів. Процес починається при значному тиску і температурі (близько 700°C). При цьому магма здатна проникати в тріщини оточуючих порід, отже, процес набирає жильного характеру.

З пегматитами пов'язані родовища дорогоцінних мінералів - топазу, берилу та гігантських кристалів кварцу; останній добувають для потреб радіотехнічної промисловості.

Пневматолітичний процес пов'язаний з газовими компонентами магми, які виділяються з неї при певних умовах. У чистому вигляді пневматолітичні процеси протікають при вулканічних процесах за низьких температур і тиску, близькому до нормального. При цьому з вулканічних газів вилучаються сірка, нашатир NH_4Cl , реальгар AsS , галіт NaCl , сильвін KCl тощо. Як

спрощену модель пневматолітичного утворення речовин можна навести приклад утворення сажі (різновиду графіту) в димарях сільських печей.

Гідротермальні процеси охоплюють всі явища утворення мінералів з гарячих водних розчинів (гідротерм). Процеси починаються при 350-400°C і протікають до повного охолодження гідротерм. Гідротерми виникають в земній корі різними шляхами:

- 1) внаслідок диференціації магми, тобто водні розчини вилучаються безпосередньо з магми (ювенільні води);
- 2) внаслідок дегідратації мінералів, багатих на воду (глини, гіпс, гідратовані оксиди заліза, алюмінію та ін.) при метаморфічних процесах ;
- 3) завдяки проникненню вадозних (блукаючих) підземних вод у глибинні зони земної кори, де вони нагріваються за рахунок внутрішньої енергії.

При гідротермальному процесі мінерали вилучаються з розчинів поступово, залежно від термодинамічних умов середовища. При цьому можна виділити три стадії гідротермального утворення мінералів :

- 1) гіпотермальна (високотемпературна), відбувається на перших етапах розвитку процесу і на значних глибинах (3-5 км), в цих умовах панують високі температури (300-400°C) і значний тиск. За таких умов кристалізуються мікроклін, кварц, каситерит, вольфраміт, берил, золото, пірит та ін. ;
- 2) мезотермальна стадія відбувається при 200-300°C. На цій стадії випадають карбонати (кальцит), барит, які виповнюють жили. Разом з ними кристалізуються цінні рудні мінерали - галеніт, сфалерит, халькопірит, молібденіт та ряд інших сульфідів;
- 3) епітермальна (низькотемпературна) стадія настає при температурах нижче 200°C і незначному тиску, в окремих випадках при виливанні підземних вод на поверхню землі. За таких умов з розчинів вилучаються барит, флюорит, халцедон, різновиди кварцу, кіновар, срібло, аурипігмент, опал та інші мінерали.

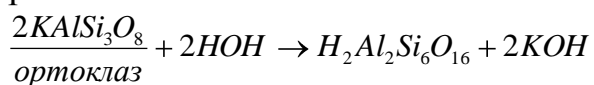
Вище наведена схема утворення мінералів ендегенним шляхом є дуже спрощеною. Насправді цей процес є дуже складним, при критичних (понад 350-500°C) температурах і тиску газів та рідкі компоненти утворюють єдину систему, в якій відбуваються пневматоліто-гідротермальні процеси, які супроводжують процеси пегматитоутворення.

Екзогенне мінералоутворення. В екзогенних умовах утворення мінералів відбувається завдяки процесам хімічного вивітрювання, шляхом випадання мінеральних сполук з природних водних розчинів та біогенним шляхом.

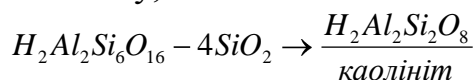
1. Хімічне вивітрювання охоплює ряд явищ і процесів

руйнування і перетворення мінералів ендегенного та метаморфічного походження під впливом хімічних агентів довколишнього середовища - води, розчинених у ній газів, (кисню й вуглекислоти), кислот і солей. Хімічне вивітрювання можна розглядати як сукупність елементарних хімічних реакцій між мінеральними та природними хімічними агентами; найважливішими серед цих реакцій є гідроліз, гідратація, окислення, карбонатизація, десилікація.

Суть гідролізу полягає у заміщенні металічних йонів у кристалічній решітці мінералів йонами водню. Йони водню у вигляді $[H_3O]^+$ появляються в природних водах з розчиненою вуглекислотою CO_2 . Цей процес дуже характерний для мінералів гіпогенного походження, зокрема польових шпатів :

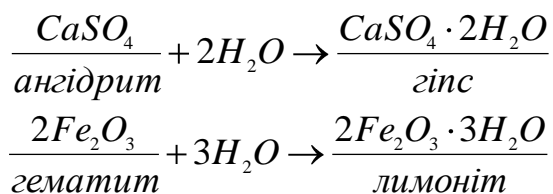


Заміна металічних катіонів воднем порушує баланс електростатичних сил і при відповідних умовах супроводжується втратою частини кремнезему,



тобто десилікацією. Завдяки вивітрюванню гранітних порід, які містять польові шпати як головні породоутворюючі мінерали, в Україні утворилися потужні товщі каолінових глин - цінної сировини для виробництва кераміки та для інших потреб.

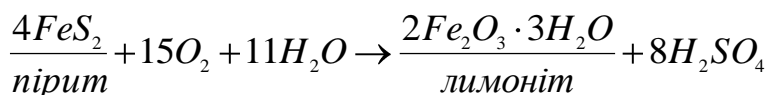
Гідратацією називається явище приєднання безводними сполуками молекул води і перекристалізації цих сполук з утворенням нових мінералів. Зворотній процес називається **дегідратацією**:



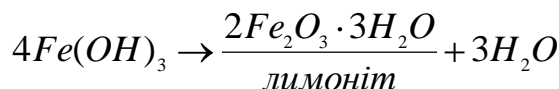
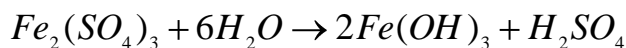
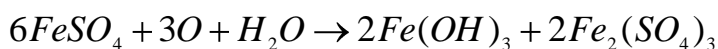
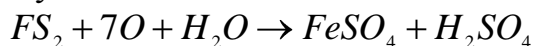
Внаслідок гідратації утворюються мінерали з меншою густиною і твердістю, ніж вихідні мінерали. Слід зазначити також, що гідратація супроводжується виділенням певної кількості теплової енергії.

Внаслідок **окислення** низьковалентні елементи в складі мінералів переходять у високовалентні, що призводить до структурних змін і появи нових мінералів. Особливо легко змінюються мінерали, що містять залізо, сірку, марганець тощо у формі низьковалентних йонів.

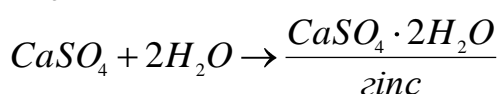
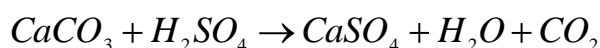
Окислення відбувається за рахунок не атмосферного, а розчиненого у воді кисню, тому ця реакція можлива у вологих умовах чи безпосередньо в ґрунтових водах:



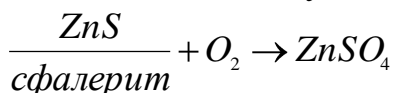
Ця реакція відбувається в декілька стадій:



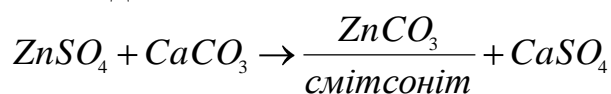
Внаслідок окислення піриту вилучається сірчана кислота, яка, просочуючись в масив гірських порід, взаємодіє з іншими мінералами:



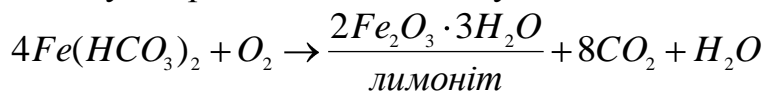
Інші сульфіді також зазнають впливу збагачених киснем вод:



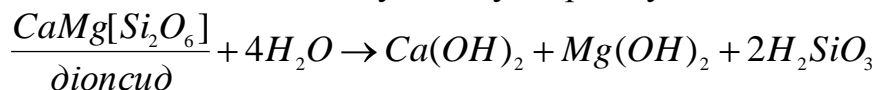
Сірчаноокислий цинк є добре розчинною сполукою і вимивається з зони окислення. Якщо при цьому на його шляху зустрінуться вапняки, то він взаємодіє з ними:



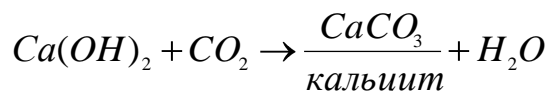
Підземні води містять чимало розчинених сполук, у складі яких знаходяться низьковалентні йони заліза, зокрема, гідрокарбонати заліза. В місцях виходу таких вод на денну поверхню вони насичуються киснем, який окислює йони заліза; при цьому випадають колоїдні маси гідратів оксиду заліза, які згодом перетворюються у вохристі маси лимоніту:



Реакція **карбонатизації** полягає в тому, що йони сильних основ у складі мінералів взаємодіють з вуглекислотою і утворюють карбонатні сполуки. Вилучення основ з кристалічної решітки відбувається завдяки вищезгаданому гідролізу:

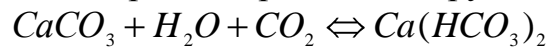


На наступному етапі розчинена у воді вуглекислота взаємодіє з основами:



Кальцит утворюється при незначній кількості вуглекислоти в розчинах. При зростанні її вмісту кальцит розчиняється і продукти

розчинення виносяться із сфери вивітрювання, так відбувається **вилугування** основ з кори вивітрювання й ґрунтів:



Процеси карбонатації протікають в профілі багатьох ґрунтів. В гумусованих шарах гідроліз і вилугування основ з решіток мінералів протікають при високому вмісту CO_2 , тому тут утворюються переважно бікарбонатні сполуки, які водними розчинами виносяться в нижні, безгумусові шари ґрунтової товщі. Оскільки вміст CO_2 в цих шарах низький, бікарбонатні сполуки розкладаються з вилученням кристаликів кальциту волосовидної форми (люблініту):



2. Осадочне утворення мінералів пов'язане з випаданням кристалічних мінералів із водних розчинів, зокрема, з морських чи озерних солоних вод. В умовах аридного клімату значна кількість солей міститься в ґрунтових водах.

При тривалому випаровуванні розчинів, наприклад, в лагунах, озерах чи в поверхневих шарах ґрунту, концентрація солей зростає в такій мірі, що починається їх кристалізація. Склад мінералів, що при цьому утворюються, залежить від хімічного складу розчинів, але загалом спершу виділяються важкорозчинні, а в останню чергу - легкорозчинні мінерали. Фізико-хімік академік Курнаков М.С. встановив таку послідовність кристалізації солей з морських вод:

гіпс ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) \rightarrow *галіт* ($NaCl$) \rightarrow *енсоміт* ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$) \rightarrow *сульфат К і Mg* ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 6H_2O$) \rightarrow *карналіт* ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$) \rightarrow *бішофіт* ($MgCl_2 \cdot 6H_2O$)

В затоці Кара-Богаз-Гол (Туркменія), до її перекриття штучною загатою, з солоних вод щороку висаджувалося до 80 млн. тонн мірабіліту $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$, а в озерах Казахстану осаджуються такі рідкісні мінерали, як сассолін (борна кислота) H_3BO_3 , бура (тинкаль) $Na_2B_4O_7 \cdot 10H_2O$.

Осадочним шляхом утворюються такі поширені в ґрунтах мінерали, як гіпс, ангідрит, кальцит, сода $Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, трона $NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot 2H_2O$ та ряд інших.

3. Біогенне утворення мінералів відбувається внаслідок життєдіяльності організмів. Організми поглинають з ґрунтів чи з середовища, в якому вони розвиваються, мінеральні речовини. Наприклад, мікроскопічні водорості діатомеї поглинають з природних вод кремнезем. Після відмирання вони осідають на дно басейнів. Згодом з цих осадів утворюються товщі діатоміту, який представляє собою скупчення мінералу опалу $SiO_2 \cdot H_2O$.

Мікроскопічні морські планктонні організми форамініфери та кокколітофоріди накопичують карбонат кальцію, з якого згодом утворюються значні товщі крейдових вапняків. Карбонат кальцію нагромаджують також різноманітні корали, губки, м'якуни, брахіоподи та інші.

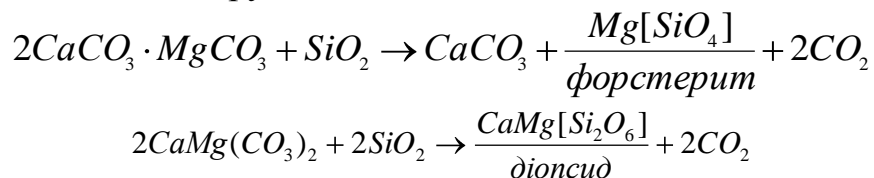
Біогенним шляхом, крім кальциту, утворюються бурштин, кам'яне вугілля, сірка, апатитова речовина фосфоритів.

Метаморфічне утворення мінералів. Під метаморфізмом (від слів «мета» - через, «морфа» - форма) розуміють всі процеси глибокого перетворення структури і складу мінералів під впливом високого гідростатичного тиску і високої температури та хімічно активних речовин. Такі умови створюються на певних глибинах земної кори. Метаморфізму зазнають мінерали у складі осадових та магматичних порід.

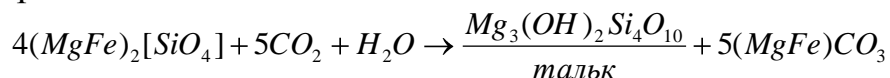
Розрізняють автометаморфізм і аллометаморфізм. При автометаморфізмі перетворення відбуваються без істотного привносу речовини ззовні в зону метаморфізму. Прикладом може бути утворення графіту з кам'яного вугілля.

Аллометаморфізм відбувається при значному привносі речовини в зону метаморфізму та винесенні речовин з цієї ж зони. Яскравим прикладом аллометаморфізму є зміна осадових порід внаслідок їх взаємодії з магматичними масами (контактний метаморфізм). При цьому утворюються специфічні породи - скарни.

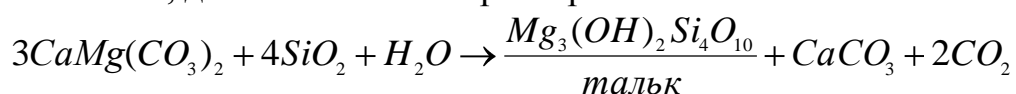
Якщо метаморфізму зазнають доломіти, утворюються нові мінерали силікатної групи:



Хімічно активними є пневматоліто-гідротермальні розчини, що вилучаються внаслідок диференціації магми. Проникаючи в тріщини та пори раніше утворених магматичних чи осадових порід, взаємодіють з ними, внаслідок чого утворюються нові мінеральні види. Зокрема, олівін під впливом гідротермальних кислих розчинів перетворюється в тальк:

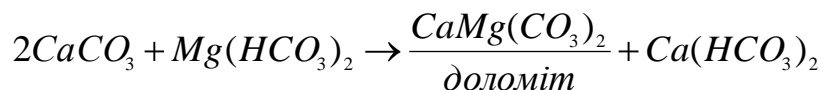


Під впливом лужних гідротермальних розчинів, багатих кремнеземом, доломіти також перетворюються в тальк :



Метаморфічні процеси перетворення мінеральної речовини супроводжуються явищем метасоматозу - заміщення однієї речовини іншою. Прикладом може бути явище доломітизації - поступового

перетворення вапняків у доломіти під впливом гідротермальних вод, насичених магнезіальними солями:



В незначних масштабах метасоматичні процеси протікають, ймовірно, в екзогенних умовах, свідченням чого є псевдоморфози різних речовин.

Синтетичне мінералоутворення. За останні десятиліття в зв'язку з розвитком технологій в промисловості використовують багато кристалічних речовин, невідомих в природному стані. Так, для потреб радіотехніки в значних кількостях виробляють кристали металічного германію; для обробітку металів застосовують електрокорунд, синтетичні алмази та боразон BN - надтверду сполуку бору.

В лабораторних умовах вирощують необхідні для технічних потреб кристали рідкісних мінералів - рубіни, сапфіри, кварц та багато інших.

Мінеральні добрива, які виробляються на заводах у значних кількостях, також можна вважати штучними мінеральними речовинами. Серед них є амонійна селітра NH_4NO_3 , калійна селітра KNO_3 , штучна сечовина $(NH_2)_2CO$, суперфосфати різних видів тощо.

2.3. Методи дослідження мінералів

Відомо понад 3000 видів мінералів, переважна частина серед яких є твердими кристалічними речовинами. Для точної ідентифікації мінеральних видів досліджують їх фізичні властивості та хімічний склад. Для цього користуються різноманітними методами, найважливішими серед яких є наступні:

1. Визначення мінералів за зовнішніми ознаками. При цьому досліджують: зовнішню форму мінеральних зерен чи кристалів, їх колір, блиск, поверхню, яка утворюється при розколюванні мінералу, блиск поверхні мінералів, їх твердість, густину та інші властивості. Такі дослідження називаються макроскопічними, вони є найпростіші й доступні не лише фахівцям, але й аматорам-початківцям. Проте цим методом не вдається досліджувати й діагностувати дрібнозернисті мінерали.

2. Мікроскопічні методи, є найважливішими при мінералогічних дослідженнях. За допомогою мікроскопічної техніки можна встановити зовнішню форму мінеральних зерен, визначити показники заломлення світла, встановити особливості поширення світлових коливань в різних напрямках кристалів і на основі одержаних відомостей встановити кристалографічну систему, до якої відноситься досліджуваний мінерал. Закономірності поширення світла в твердих прозорих тілах залежно від їх внутрішньої будови

вивчає кристалооптика.

При мінералогічних дослідженнях використовують спеціальні поляризаційні мікроскопи, в яких зерна кристалів розглядають в променях поляризованого світла. Від звичайного поляризоване світло відрізняється тим, що світлові коливання відбуваються в одній площині, яка орієнтована певним чином відносно мікроскопа.

Вивчення мінералогічних констант потребує знань в галузі фізики, хімії, кристалографії, кристалооптики.

В ґрунтознавстві за допомогою поляризаційних мікроскопів досліджують склад мінералів піщаних та пилуватих фракцій ґрунтів, що дає можливість міркувати про потенційні можливості ґрунту відносно забезпечення рослин елементами живлення, а також про ступінь вивітрювання окремих мінералів під впливом ґрунтоутворних процесів.

3. Рентгеноструктурний та рентгенографічний методи застосовуються для досліджень внутрішньої будови кристалічних речовин земної кори та ґрунту. Використання рентгенівських променів у мінералогії базується на тому, що довжина їх хвиль співрозмірна з відстанями між вузлами кристалічної гратки мінералів. При пропусканні тоненького пучка рентгенівського випромінювання через кристалічні тіла відбувається явище дифракції (заломлення і розсівання) цих променів від плоских сіток просторових решіток мінералів. За допомогою фотографічної плівки або ж спеціальних кутомірних пристроїв - гоніометрів фіксують положення відбитих променів і на основі певних розрахунків визначають параметри кристалічної решітки та взаємне розміщення атомів хімічних елементів досліджуваної речовини.

Особливо важливе значення мають рентгенівські методи в дослідженні мінерального складу високодисперсних фракцій ґрунтів, власне, їх колоїдної частини, які не вдається розглядіти навіть в найсильнішому оптичному мікроскопі. Саме завдяки рентгеноструктурним дослідженням вдалося встановити, що в складі колоїдної частини ґрунтів присутні мінерали змішано-шаруватої структури. Іншими методами встановити їх наявність неможливо.

4. Електронно-мікроскопічний метод використовується для дослідження морфології зерен мінералів, які не можна вивчити за допомогою звичайного оптичного мікроскопа через їх надзвичайно малі розміри, зокрема тих же глинистих мінералів. При цьому можна встановити форму зерен чи деталі їх поверхні, які мають розміри в тисячні долі міліметра й дрібніші. Здебільшого одержують збільшення в 20-100 тисяч крат.

5. Термографічні методи дослідження базуються на відомій властивості кристалічних речовин - сталості температури фазових перетворень. Мінеральні речовини при нагріванні зазнають фазових перетворень - втрату води (дегідратація), розкладу на окремі більш

прості сполуки (піроліз), перекристалізації з утворенням нових кристалічних фаз тощо. Для кожної конкретної мінеральної речовини такі фазові перетворення відбуваються в межах певних температурних інтервалів. Фіксуючи температури, при яких настають вказані фазові перетворення, за допомогою спеціальних приладів – термографів, одержують криву нагрівання досліджуваної речовини - термограму (мал.4).

Широкого визнання набули термографічні дослідження у вивченні мінералогічного складу глинистих фракцій ґрунтів, проте вони мають істотний недолік, бо не дають можливості надійно ідентифікувати близькі за структурою й хімізмом компоненти глинистих фракцій ґрунту.

6. Хімічний аналіз мінералів дає можливість встановити склад і вивести формулу досліджуваного мінералу, якщо він не є полікомпонентною речовиною.

Крім вище зазначених, при дослідженнях мінералів застосовують також ряд інших методів - електроннографічний, спектральний, кристалохімічний тощо.

2.4. Фізичні властивості мінералів

Кожному мінералу властива сукупність ознак, за якими його можна розпізнати серед інших мінералів. Такі ознаки можна вважати діагностичними, вони дозволяють досить впевнено ідентифікувати мінерали, тобто визначити, до якого мінерального виду належить досліджуваний мінерал (якщо він належить до раніше описаних мінеральних видів).

Найважливішими (головними) діагностичними ознаками є колір мінералів, колір порошку або колір риски, яку вони залишають на шорсткій білій поверхні інших мінералів, блиск, спайність, поверхня зламу, твердість, густина мінералів. Другорядними, але в окремих випадках дуже важливими є розчинність мінералів у воді та в мінеральних кислотах, смак, запах, магнітність та інші властивості групи:

Розглянемо вище зазначені властивості мінералів.

Колір мінералів (забарвлення). Колір є важливою ознакою, яка перш за все впадає у вічі при ознайомленні з мінералами. Проте забарвлення не має першорядного значення в діагностиці мінералів. Почасти це пояснюється порівняно нешироким спектром кольорів у мінералів, а почасти тим, що чимало різних за складом мінеральних видів мають ідентичні кольори. Загалом всі мінерали за кольором можна розділити на дві нерівноцінні групи:

а) мінерали із сталим забарвленням: колір мінералів не залежить ні від умов утворення, ні від домішок у його складі, ні від інших причин. Стале забарвлення називають ще ідіохроматичним (від грецьких слів ідіос - власник, хромос - колір). Наприклад, самородне

золото завжди має солом'яно-жовтий (або золотаво-жовтий) колір; таке ж забарвлення властиве мінералу піриту; сірка завжди сірчано-жовтого кольору. Таке ж забарвлення має і аурипігмент. Малахіт яскраво-зелений, кіновар має яскраве червоне забарвлення. Мінералів із сталим забарвленням у природі зустрічається порівняно небагато.

б) мінерали із змінним забарвленням; вони можуть мати різноманітні кольори залежно від сторонніх домішок, включень, особливостей внутрішньої будови тощо (алохроматичне забарвлення, від грецького "алое" - сторонній). Прикладом мінералів з алохроматичним забарвленням може бути кварц. Чистий прозорий кварц називають гірським кришталем. Напівпрозорий різновид цього мінералу - димчатий кварц, або раухтопаз, чорний кварц - моріон, фіолетовий - аметист, жовтий - цитрин, рожевий - розеліт.

Включення інших мінералів у кварці можуть спричинити грайливі кольори як у празему - зеленуватого кварцу з включеннями тоненьких голочок хлориту або актиноліту; у авантюрину - червонуватого кварцу з включеннями блискіток оксидів заліза або слюди тощо.

Іноді можна спостерігати різні кольори в межах одного кристалу, як от у турмаліну, один кінець якого може мати забарвлення зелене, середина напівпрозора або чорна, а інший кінець - червоний.

Окрему групу складають мінерали псевдохроматичного забарвлення (від грецьк. "псевдо"- несправжній, фальшивий), яке зумовлене інтерференцією променів світла, відбитих поверхнею мінералів або розсіюванням білого світла. При цьому спостерігається гра кольорів, що нагадує кольори плівки нафтопродуктів на поверхні калюжі (рос. "побежалость"). Приклад - борніт, халькопірит, бляклі руди тощо.

Окремим прикладом псевдохроматичного забарвлення є іризація - яскраві світлові відблиски синього, золотаво-зеленого та інших кольорів на поверхні зламу деяких мінералів; найяскравіше це явище проявляється у лабрадору, що й надає йому декоративності. В меншій мірі воно властиве опалу та деяким польовим шпатам.

Забарвлення мінералів не може служити надійною діагностичною ознакою, проте воно має немаловажне значення в ювелірній справі. Яскраво забарвлені мінерали, особливо прозорі і порівняно тверді, є коштовними каменями високого класу, наприклад, червоні рубіни, зелені сапфіри, смарагди, демантоїди тощо.

Риска. В деяких випадках колір шматка мінералу відрізняється від кольору порошку мінералу, або від кольору rischi, що її лишає мінерал на поверхні порцеляни, не покритої поливою (таку порцелянову плитку або дощечку називають бісквітом). Наприклад,

пірит (FeS_2) латунно-жовтого кольору дає темно-зелену до чорної риску. Сфалерит ZnS має сталеве-сіре і чорне забарвлення, а риска - бура. Оксиди заліза магнетит Fe_3O_4 , гематит Fe_2O_3 та лимоніт $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ можуть бути чорними, і лише за рисою розпізнаються надійно: у магнетиту вона чорна, у гематиту - вишнево-червона, у лимоніту - бура.

Для об'єктивної оцінки колір rischi, проведеної на бісквіті, слід розглядати при денному освітленні. В деяких випадках колір риси має важливіше значення, ніж забарвлення мінералу. Кольорову рису дають переважно мінерали невисокої твердості і з металевим блиском. Дуже тверді мінерали на риску не досліджують, бо вони дряпають порцелянову пластинку.

Блиск. Ця властивість зумовлена відбиттям і заломленням променів світла поверхнею мінералів. Характер блиску в значній мірі належить від показника заломлення мінералів.

В мінералогії розрізняють *металевий*, *напівметалевий* (металовидний), *скляний* та *алмазний* види блиску.

Металевий блиск є власне блиском поверхні полірованого металу, або дзеркальним блиском. Такий блиск спостерігається на гладкій поверхні піриту, магнетиту, деяких сульфідів тощо.

Напівметалевий блиск більш тьмянний (тусклий) порівняно з металевим, як у графіту, ільменіту, гематиту. Такий блиск спостерігаються переважно у мінералів чорного забарвлення.

Скляний блиск нагадує блиск поверхні віконного скла (скляної пластинки). Він характерний для мінералів з невисокими показниками заломлення світла - 1,3-1,6. Такі мінерали переважно прозорі або світлі (кварц, кальцит, польові шпати, топаз та багато інших). Серед відомих прозорих мінералів понад 60% мають скляний блиск.

Різновидом скляного блиску є перламутровий, шовковистий, жирний та алмазний. Перламутровий блиск властивий для мінералів з пластинчатою будовою (лускуваті мінерали). Внаслідок нерівномірного відбивання світла приповерхневими шарами мінералу виникає ефект поверхні, яку називають перламутровою (тальк, мусковіт, пірофіліт). Шовковистий блиск характерний для кристалічних речовин волокнистої будови (азбестові мінерали, гіпс-селеніт, соломина злаків тощо). Жирний блиск проявляється на поверхні зламу мінералів, що не мають спайності. Мікроскопічні нерівності, що виникають на поверхні зламу, спричиняють розсівання світла; така поверхня наче змазана жиром і слабо відсвічує (нефелін, кварц на зломі, сірка та ін.) В тих випадках, коли поверхня мінералу не відсвічує зовсім, говорять про матовий, або восковий блиск (опал, халцедон). На поверхні зламу кам'яного вугілля спостерігається смолистий блиск.

Алмазний блиск можна розглядати як скляний чи металевий

блиск з іскорками. Такий яскравий блиск спостерігається на гранях діамантів, він зумовлений сильним внутрішнім відбиванням світла і високим (понад 1,6) показником заломлення. Деякі сорти штучного скла, що містять домішки солей свинцю (флінтглас, кронглас), також мають алмазний блиск, що й дає можливість виробляти фальшиві коштовні камені (стрази).

Сильний мерехтливий блиск, що нагадує алмазний, спостерігається на поверхні зламу агрегату дрібних кристаликів мінералів, що мають сильний металевий блиск, як от у сфалериту, галеніту, кіноварі та ряду інших.

При визначенні мінералів за фізичними ознаками слід пам'ятати, що один і той же мінерал може мати кілька видів блиску. Наприклад, кварц на гранях має скляний блиск, а на зламі - жирний або матовий. Опал і халцедон на зламі виявляють матовий чи восковий блиск, а полірована поверхня відсвічує скляним блиском. Кристали сірки на гранях виявляють скляний і навіть алмазний блиск, а на зламі він жирний.

Спайність. При розколюванні мінералів утворюються поверхні розлому, характер яких залежить від особливостей внутрішньої будови мінералів. Спайністю називають здатність мінералів розколюватися в певних напрямках з утворенням рівних, гладких поверхонь розколу. Напрямки, по яких розколюються мінерали, називаються площинами спайності. Спайність властива лише кристалічним мінералам; аморфні мінерали спайності не мають. Водночас деякі кристалічні мінерали також не мають спайності.

В мінералогічній практиці ступінь виявлення спайності оцінюється неоднозначно. Можна дотримуватися наступної схеми:

- *цілком досконала* спайність: мінерал можна без особливих зусиль розколоти чи розщепити на пластинки чи волокна з рівними гладенькими поверхнями. Найкраще виявляється цілком досконала спайність у мінералів групи слюд (мусковіт, флогопіт, біотит тощо), у гіпсу, графіту та багатьох інших мінералів. В структурі цих мінералів наявні кристалографічні напрямки, по яких зв'язки між структурними часточками значно слабші, ніж по інших напрямках. Здебільшого такі зв'язки зумовлені залишковими силами Ван-дер-Ваальса.

- *досконала* спайність: мінерали розколюються при певному зусиллі, наприклад, при ударі молотком, з утворенням рівних і гладких поверхонь. Досконала спайність може проявлятися в одному (топаз, польові шпати), двох і трьох напрямках (галіт, кальцит, флюорит, галеніт). Досконала спайність нерідко проявляється в напрямках, паралельних граням кристалів: у куба добре розвинена досконала спайність "по кубу", у кальцита - "по ромбоєдру" тощо.

- *середня* спайність: площини розколу орієнтовані в певному напрямку, але поверхні розколу неоднорідні - гладкі рівні

чергуються з нерівними, наприклад, у рогової обманки, у багатьох піроксенів, польових шпатів та інших мінералів.

- *недосконала* спайність спостерігається у мінералів, площини розколювання у яких орієнтовані по певному напрямку, але поверхні розколу нерівні (нефелін, пірит, апатит та ін.).

- *цілком недосконала* спайність спостерігається у мінералів аморфних та каркасної будови. В таких структурах сили зчеплення між елементами структури у всіх напрямках однакові. Поверхні розколу не мають, певної орієнтації, нерівні, злам раковистий (кварц, опал, халцедон, обсидіан, сірка тощо).

Злам характеризується поверхнею, що утворюється при розколі, що не співпадає з поверхнями спайності. Розрізняють злам *рівний*, *східчастий*, *занозистий* (скалковий), *зернистий*, *раковистий*.

Рівний злам спостерігається у мінералів з досконалою спайністю, наприклад, галіту, галеніту, сфалериту. *Східчастий* злам характерний для мінералів з розвиненою середньою спайністю, наприклад, польових шпатів. *Занозистий* злам властивий для волокнистих мінералів (азбест, гіпс-селеніт, деревина впоперек волокон). *Зернистий* злам спостерігається на поверхні розламу гірської мономінеральної породи, складеної зернами мінералу, наприклад, у мармуру, апатиту, ангідриту тощо. *Раковистий* злам характеризується нерівними, випукло-увігнутими поверхнями розколу. Характерний для аморфних та каркасної будови мінералів, що мають цілком недосконалу спайність (обсидіан, опал, халцедон, пірит, магнетит, бурштин).

Твердість мінералів. Твердість є важливою ознакою мінералів при їх діагностиці. Твердість є здатність мінералу протидіяти зовнішнім силам, що роз'єднують його на частини. Твердість - це опір, що його чинить поверхня мінералу при її дряпанні яким-небудь предметом. Величина цього опору залежить від міцності зв'язків між часточками, що утворюють кристалічну ґратку. Твердість тим вища, чим міцніші зв'язки між атомами хімічних елементів.

Для оцінки твердості мінералів користуються кількома методами, найважливішими серед яких є *побутовий* та *метод еталонних шкал*.

Побутовий, або ж польовий, метод дає змогу визначити твердість без застосування спеціальних пристроїв безпосередньо в польових чи домашніх умовах. За цим способом поверхню мінералів дряпають певними предметами чи мінералами. Досить зручно користуватися таким поєднанням: ніготь, скло віконне, гірський кришталь. Якщо немає кварцу, користуються лезом сталевого ножа чи терпугом. Твердість цих предметів така:

олівець м'який 1

ніготь 2-2,5

мідна монета 3

цвях 4
скло 5
сталевий ніж 5,5-6
напилок 6
кварц 7

Дряпаючи мінерали зазначеними предметами, можна розділити їх на такі групи:

м'які мінерали - їх можна дряпати нігтем, тобто ніготь залишає помітну подряпину на гранях чи взагалі на поверхні мінералу. До групи м'яких мінералів належать тальк, гіпс, графіт, сірка та ін.;

середньої твердості - мінерали не можна подряпати нігтем, проте дряпаються склом, самі ж мінерали не залишають подряпини на склі (кальцит, галіт, галеніт, флюорит, апатит, доломіт);

тверді - дряпають скло, та не дряпають гірський кришталь (кварц, польові шпати, пірит, нефелін, магнетит та багато інших);

дуже тверді - мінерали дряпають поверхню гірського кристалю, наприклад, корунд, гранати, циркон, шпінелі, олівін та інші. Найтвердішим серед них є алмаз, який є взагалі найтвердішою речовиною земної кори.

Визначення твердості вище зазначеним методом є досить зручним і простим, проте не дає надійних результатів, оскільки твердість мінералів в межах однієї групи помітно відрізняється. Галіт, кальцит і флюорит за такою класифікацією належать до групи мінералів середньої твердості, проте кальцит легко дряпає галіт, флюорит значно твердіший, ніж кальцит. Щоб уникнути такої незручності, вирішили визначати твердість за допомогою еталонів твердості, якими можуть бути певні мінерали. Найкраще цю проблему розв'язав видатний австрійський мінералог Фрідріх Моос (1773-1839). Він підібрав десять мінералів і розташував їх в порядку зростання твердості. В цьому ряду кожний наступний мінерал дряпає попереднього. Номери шкали означають числа відносної твердості: 1. тальк, 2. гіпс, 3. кальцит, 4. флюорит, 5. апатит, 6. ортоклаз, 7. гірський кришталь, 8. топаз, 9. корунд, 10. алмаз.

Як бачимо, шкала твердості Мооса складена добре відомими і досить поширеними мінералами, за винятком хіба що алмазу, який хоч і рідкісний, та все ж добре відомий більшості людей як коштовний камінь

Іншою особливістю шкали Мооса є те, що переважна більшість мінералів, що складають її, не проявляють анізотропії твердості, за винятком гіпсу й тальку. У гіпсу на поверхні, паралельній площині спайності, твердість значно нижча, ніж на інших гранях; те ж спостерігається у кристалів тальку, мусковіту, хлоритів тощо. Тому осколок гіпсу легко дряпає пластинку цього ж мінералу. Щоб об'єктивно оцінити твердість інших мінералів за допомогою названих, Моос радив використовувати не монокристали тальку чи

гіпсу, а їх дрібнозернисті агрегати.

Щоб визначити твердість за шкалою Мооса, досліджуваний мінерал дряпають еталонними мінералами. Якщо досліджуваний мінерал дряпає поверхню апатиту (тв.5) і не дряпає польовий шпат (тв.6), то його твердість оцінюється в 5,5. Якщо ж мінерал дряпає поверхню ортоклазу, але й ортоклазом вдається подряпати його поверхню, то їх твердість однакова, і складає 6.

Таблиця 5. Твердість мінералів, визначена за Моосом та Хрущовим

Мінерали	Твердість по Моосу	Числа твердості за Хр кг/мм ²
тальк	1	2,4
гіпс	2	36
кальцит	3	109
флюорит	4	189
апатит	5	536
ортоклаз	6	795
кварц	7	1120
топаз	8	1427
корунд	9	2060
алмаз	10	10060

Шкала Мооса дає можливість легко і зручно визначити твердість всіх твердих речовин. Нею і досі користуються в лабораторіях для оцінки твердості новосинтезованих мінералів та різних металевих сплавів, що йдуть на виробництво деталей ґрунтообробних та інших машин. Проте твердість мінералів за методом еталонних шкал є величиною відносною. Більше того, у шкалі Мооса твердість зростає нерівномірно - різниця в твердості між тальком і кварцем (1 і 7) значно менша, ніж між корундом і алмазом (9-10).

Щоб об'єктивно оцінити твердість мінералів, їх випробовують спеціальними лабораторними приладами - склерометрами. Склерометр представляє собою стержень, на одному кінці якого прикріплена алмазна пірамідка. До другого кінця цього стержня прикладають зусилля і вдавлюють пірамідку в поверхню досліджуваного мінералу. Величину деформації, зумовленої алмазною пірамідною, оцінюють з урахуванням зусилля, прикладеного до стержня при вдавлюванні в поверхню мінералів. Числа твердості виражають в кг/мм² (табл. 5). У нашій країні цей метод використовується у модифікації, яку запропонували М.М.Хрущов і Є.С.Беркович. Для цього вони використали сконструйований ними прилад твердомір ПТМ-3.

Порівнюючи твердість мінералів, визначену твердомірами і за

шкалою Мооса, можна бачити, що в алмазу вона вища, ніж у тальку не в десять раз, а приблизно в 4 тисяч разів (табл. 5).

У виробничій діяльності людей твердість мінералів має неабияке значення. Зокрема, дуже поширений мінерал кварц (твердість 7) у складі ґрунтів спричинює посилений знос деталей ґрунтообробних знарядь і машин і завдає великих збитків народному господарству. Поки що ця проблема ніяк не вирішується, бо відсутні дешеві конструкційні матеріали, що могли б протистояти руйнуванню тертям об ґрунтову масу. Значна кількість мінералів високої твердості використовуються в техніці і як абразивний матеріал.

Крім твердості, важливою механічною характеристикою мінералів є їх *міцність*. Фізичний зміст цього терміну є неадекватним твердості. Міцність визначається протидією мінералу розколюванню, роздавлюванню, розламуванню, згину чи розриву, тобто всім тим, що пов'язане з міцністю (силою) зчеплення його частин. Для визначення цієї властивості користуються такими термінами:

1. Крихкий – мінерали легко подрібнюється розколюванням на дрібні частини (сірка, графіт).

2. Ковкий - мінерал розплющується молотком в тоненькі платівки (мідь, золото).

3. Пластичний – мінерал можна різати ножем на платівки.

4. Пружний – мінерал відновлює початкову форму після згинання і зняття тиску (буланжерит, пластинки слюди).

5. Гнучкий – мінерал легко згинається і не відновлює свою форму після припинення механічної дії на нього (мідь, срібло, золото).

Густина. Густина, або відносна вага мінералу, є відношення його маси до маси води такого ж об'єму. За метричною системою має розмірність $\text{кг}/\text{см}^3$, але зручніше користуватися розмірністю $\text{г}/\text{см}^3$. Оскільки за міжнародну одиницю маси в 1 грам прийнято масу одного кубічного сантиметра дистильованої води при 4°C , густина більшості мінералів (за винятком розчинних у воді) визначена відносно води.

За густиною мінерали групують наступним чином:

- дуже легкі (густина нижча $1 \text{ г}/\text{см}^3$): лід, бурштин, деякі органічні речовини.

- легкі: (1-2,5): гіпс, галіт, сірка;

- середньої ваги (2,5-4): сюди належить більше половини відомих мінералів, серед яких чимало ґрунтоутворюючих: кальцит, доломіт, кварц, польові шпати, слюди;

- важкі (4-10): барит, пірит, галеніт, кіновар та інші сульфідні, гематит, магнетит.

- дуже важкі (понад 10,0): золото, платина, мідь; найважчими в

цьому ряду є мінералі групи осмистого іридію OsIr - 22,5-22,9; важчих за них у земній корі не виявлено.

У складі ґрунтів переважає кварц (густина 2,65), тому середня густина їх мінеральної частини близька до цієї величини і сягає 2,5-2,7.

Для визначення густини мінералів користуються спеціальними вагами, наприклад, вагами Вестфаля. Мінерал достатньої величини підвішують на коромислі ваг і зважують його спершу у повітрі, а потім у воді або у рідині, яка не розчиняє досліджуваній мінерал. За певними формулами обчислюють густину цього мінералу.

Якщо необхідно визначити дрібненькі кристалики мінералів, або якщо мінерал дрібнодисперсний, використовують пікнометричний метод. Пікнометри - це спеціальні колбочки з відміткою точного об'єму на їх шийці. Точну наважку мінеральної маси заливають в пікнометрі дистильованою водою, з якої видалені гази, доводять до риски і зважують. Потім визначають масу чистої води в пікнометрі. Густина досліджуваного мінералу (г/см^3) визначають за формулою:

$$G = \frac{M}{W + M - S},$$

де: M - маса наважки мінералу, г; S - вага пікнометра з водою й зразком; W - вага пікнометра з водою.

Вираз $W + M - S$ - означає масу води, витісненої зразком мінералу.

Важкі рідини. В деяких випадках густину мінералів визначають за допомогою рідин з високою густиною. Якщо густина мінералу вища за густину рідини, то він опускається в ній, якщо ж навпаки, то він спливає вверх. Якщо ж густина мінералу й рідини однакові, то зерна мінералу зависають у ній, тобто є індиферентними у рідині.

Серед важких рідин найбільш поширені бромформ CHBr_3 ($G = 2,89$), йодистий метилен CH_2I_2 ($G = 3,33$), рідина Туле $\text{KI} + \text{HgI}_2$ ($G = 3,19$). Остання рідина дуже небезпечна для здоров'я людей, тому краще користуватися бромформом і йодистим метиленом, які добре розчиняються і змішуються з ацетоном ($G = 0,79$). Змішуючи бромформ чи йодистий метилен з ацетоном у різних пропорціях, можна одержати розчин з густиною від 2,89 до 0,79. Зерно мінералу занурюють у важку рідину, яку розбавляють ацетоном доти, поки мінерал не зависне у рідині. В цей момент густина рідини й мінералу однакові. Густина рідини при цьому легко визначити за допомогою терезів Вестфаля.

Інші властивості й ознаки. В окремих випадках важливими ознаками мінералів є: *магнітність, характер взаємодії з кислотами, смак мінералів, радіоактивність.*

Магнітність властива лише окремим мінералам. Магнетит сильно притягується магнітом і сам притягує залізні цвяхи, ошурки

тощо. Це феромагнетик. Парамагнітні мінерали проявляють слабші магнітні властивості - магнітом притягуються, самі ж залізних предметів не притягують (піротин, титаномагнетит). Діамагнітні мінерали не притягуються магнітом, а з сильного магнітного поля навіть виштовхуються (самородний вісмут).

Розчинність мінералів у кислотах є важливою ознакою, якщо вона супроводжується скипанням чи виділенням газових продуктів, наприклад, деякі карбонати (кальцит, малахіт, арагоніт, сода) скипають (бурять) з холодною соляною кислотою, а доломіт, сидерит, магнезит та інші скипають лише з гарячою кислотою. Деякі сульфідні (галеніт, кіновар, сфалерит та ін.) при взаємодії з кислотою реагують з виділенням сірководню, присутність якого можна виявити за характерним тухлим запахом.

Окремі мінерали можна розпізнавати за *смаком*. Переважно це розчинні у воді мінеральні сполуки. Наприклад, галіт має солоний смак, карналіт - гірко-солоний. Гіркий смак властивий мінералам, що мають у своєму складі магній (карналіт). Галунам властивий кислий в'язучий (терпкий) смак.

2.5. Форми знаходження мінералів у природі. Мінеральні агрегати.

Мінеральні речовини у природі зустрічаються як у вигляді індивідуальних зерен кристалів різноманітної форми й розмірів, так і у вигляді різноманітних скупчень та агрегатів. Добре огранені зерна окремих рідкісних і цінних мінералів, що збереглися від руйнування, можна знайти в розсипищах та у рихлих відкладах. Скупчення різноманітних мінералів утворюють гірські породи. Скупчення кристалів і мас одного мінералу утворюють агрегати. Розглянемо форми нагромадження мінеральних речовин у природі.

Зернисті маси утворюються при зростанні дрібних кристаликів ізометричної форми; при розламуванні куска породи утворюється дрібнозерниста поверхня, як у мрамору (складеного кальцитом), апатиту, олівіну.

Землисті маси легко розтираються в руках (каолін, тальк, вохра, вівіаніт, лес).

Друзи - незакономірні зростки кристалів; одним кінцем кристали прикріплені до спільної основи (з неї вони виростають), а другий кінець вільний. Короткі кристалики, що виростають на плоскій поверхні, утворюють щітки.

Друзи характерні для мінералів, що утворюють крупні кристали, наприклад, кварцу, гіпсу, кальциту, галіту та інших. Особливої форми друзи гіпсу - "гіпсові троянди" - утворюються в піщаних пустелях

Конкреція - кулястої форми утворення мінеральної речовини. Внутрішня будова конкрецій буває радіально-променистою або

шкаралупчастою. Дрібні конкреції (розміром до 2 мм в поперечнику) називають оолітами.

Конкреційні та оолітові форми мінералів утворюються здебільшого в умовах періодичної зміни величини окисно-відновного потенціалу мінералоутворюючого середовища. Причиною може бути періодичне зволоження та пересихання ґрунтової чи осадової товщі, коливання температури та інші причини. Це підтверджується ще й тим, що конкреції та ооліти утворюють мінерали, до складу яких входять хімічні елементи із змінною валентністю. Найчастіше добре сформовані конкреції характерні для піриту, марказиту, фосфориту, бурого залізняку, піролюзиту. З іншого боку, сферична форма поверхні мінерального агрегату має найменшу енергію, тому вона є найбільш стійкою формою.

Секреції - порожнини в гірських породах, що заповнені мінеральною речовиною. Мінеральна речовина наростає на стінках секреції у вигляді кристаликів або суцільних мас, отже, наростання речовини відбувається від периферії до центру (в конкреціях навпаки).

Крупні секреції, понад 2 см в поперечнику, називають **жеодами**, а менших розмірів – **мигдалинами**. Секреції зустрічаються в ефузивних (вулканічних), вапнякових та інших породах.

Дендрити - деревовидні утворення мінеральної речовини, нагадують відбитки гілок чи візерунки. Дендрити - це реберно-вершинні форми кристалів, інакше кажучи, у дендритних формах кристалів присутні лише ребра й вершини, грані ж відсутні (нерозвинені) (мал. 49).

Утворюються дендритні форми переважно за умов швидкої кристалізації, зокрема, при висиханні розчинів у тріщинах порід, при застиганні розплавів. Узори льоду на склі вікон, сніжинки також є дендритними формами. Утворення дендритів у масі якого-небудь однорідного мінералу, наприклад, опалу, зумовлюють напрочуд красиві декоративні візерунки на зрізах.

Сталактити і сталагміти є натічними формами мінеральних речовин. Характерні для кальциту, лимоніту, халцедону, зрідка галіту та інших мінералів. Бурульки льоду, що звисають із стріхи, є також сталактитами. Сталагміти виростають супроти сталактитів і спрямовані вістрям догори. Всередині-сталактитів іноді знаходиться каналчик, по якому стікає насичений відповідною речовиною розчин. Якщо розрізати сталактит впоперек, добре помітна радіальна будова, або шкаралупчаста форма, як у лимонітових бурульках.

Мінеральна цвіль виникає в порожнинах ґрунтової товщі та в осадових породах з розчинів, які, проходячи через товщу порід, заповнюють ці порожнини; згодом, по мірі висихання цих розчинів, випадають тоненькі кристалики мінералів. Прикладом є утворення

люблініту - голчастої форми кальциту в реградованих ґрунтах (т.зв. "карбонатна цвіль").

Кірочки та вицвіти мінералів утворюються на поверхні засолених ґрунтів, на корах вивітрювання. Здебільшого це сульфатні та галоїдні сполуки, содові мінерали, що зустрічаються в пониженнях річок Лівобережного Придніпров'я.

Псевдоморфози - утворення мінералів у формах, не властивих їм. Це явище пов'язане з процесами метасоматозу - заміщення однієї речовини іншою. Пірит (власна форма - куб) внаслідок окислення перетворюється в лимоніт (натічні й землісті утворення), який зберігає форму піриту (див. розділ «Кристалографія»).

2.6. Класифікація мінералів

В сучасній мінералогії відомо близько 4000 мінеральних видів; оскільки деякі мінерали мають подвійні й потрійні назви, то назв мінеральних видів налічується понад 6-7 тисяч. Це значно менше, ніж в рослинному чи тваринному світі. Щороку відкривають кілька десятків нових мінеральних видів.

Класифікація мінеральних видів є давньою проблемою мінералогії. Ще в X ст. видатний природознавець Авіценна (980-1037) розділяв мінерали на кілька груп - каміння і землі, сірчані мінерали, метали, солі.

Видатний природодослідник Карл Лінней (1707-1778) пропонував бінарну класифікацію мінералів, тотожно з класифікацією біологічних об'єктів. Проте наукові класифікації мінералів появилися лише в середині XIX століття. Саме тоді в основу їх класифікації було покладено хімічний склад. Найбільш детально опрацював хімічну класифікацію мінералів американський вчений Д.Дана (1837), а вдосконалював П. Грот (1874). За цією ж системою розробляли класифікацію В.Вернадський (1927), А.Болдирєв (1935).

З розвитком знань про внутрішню будову речовин стало можливим класифікувати мінерали не лише за хімічним складом, але й за їх будовою. Так виникли класифікації на кристалохімічній основі, творцями їх були Вільям Брегг (1934) і В.Гольдшмідт (1937). В сучасну епоху значний вклад в розробку класифікації зробив український вчений О.С.Поваренних (1915-1985).

Кристалохімічні класифікації будують з врахуванням хімічного характеру сполук, типу хімічних зв'язків між структурними компонентами мінералів, структурних мотивів та деяких інших особливостей.

Наведена класифікація мінералів є неповною (спрощеною), побудована на хімічному складі, а клас силікатів описаний за кристалохімічним принципом. Нижче подаємо перелік головних класів мінералів разом з представниками найважливіших

мінеральних видів та мінералів, що являють інтерес насамперед для ґрунтознавців та агрохіміків.

I. САМОРОДНІ ЕЛЕМЕНТИ. Сірка, графіт, алмаз, мідь, платина, золото.

II. СІРЧИСТІ СПОЛУКИ. Пірит, марказит, халькопірит, арсенопірит, галеніт,

сфалерит, кіновар, реальгар, аурипігмент.

III. ГАЛОЇДИ. Галіт, сильвін, карналіт, бішофіт, флюорит.

IV. ОКСИДИ. 1. *Оксиди кремнію*: кварц, халцедон, опал.

2. *Оксиди металів*: магнетит, гематит, лимоніт, корунд, діаспор,

гідраргіліт, беміт, брусит, шпінель, каситерит, піролюзит.

V. КАРБОНАТИ. Кальцит, магнезит, доломіт, сидерит, арагоніт, малахіт,

азурит, сода, трона, термонатрит.

VI. СУЛЬФАТИ. Гіпс, ангідрит, барит, мірабіліт, тенардит, кізерит, каїніт,

лангбейніт, полігаліт, інші.

VII. ФОСФАТИ. Апатит, фосфорит, вівіаніт, бірюза, варисцит, вавеліт.

VIII. НІТРАТИ. Чилійська селітра, калійна селітра.

IX. ОРГАНІЧНІ СПОЛУКИ. Уевеліт, бурштин, інші.

X. СИЛКАТИ. 1. *Острівні*: олівін, циркон, гранати.

2. *Ланцюжкові*: гіперстен, діопсид, енстатит, авгіт

3. *Стрічкові*: актиноліт, рогова обманка

4. *Каркасні*: польові шпати, фельдшпати, цеоліти

5. *Шаруваті*: каолініт, галуазит, змійовик, тальк, пірофіліт,

слюди, гідрослюди, вермикуліт, смектити, хлорити.

XI. АЛОФАНИ.

Самородні елементи

До цього класу відносять речовини, кристалічна ґратка яких побудована атомами одного хімічного елемента. Відомо близько 40 речовин, що знаходяться в самородному стані. Дослідження показують, що всі самородні елементи містять домішки атомів споріднених елементів. Так, природне золото завжди містить певну кількість срібла, міді та інших металів; кристали сірки містять миш'як (арсен), селен тощо.

Серед мінералів цього класу виділяються метали та неметали. Значно рідше зустрічаються металоїди: вісмут Bi, сурма Sb, миш'як As.

СІРКА (S). Кристалізується в ромбічній сингонії, утворює

кристали дипірамідальної та ромбоедричної форми, а також суцільні маси. Колір світло-жовтий ("сірчано-жовтий"), від домішок коричнюватий; блиск на гранях скляний до алмазного, на зломі жирний; спайність відсутня. Твердість 1-2, густина 2,0-2,1; дуже крихкий; при нагріванні легко плавиться, а при 270°C горить чадним полум'ям з виділенням задушливого двоокису сірки.

Походження: пневматолітичне - внаслідок возгонів при вулканічній діяльності з вулканічних газів утворюються нальоти, кірки, ніздрюваті пористі маси; органогенне - значні маси сірки утворюються внаслідок діяльності сіркобактерій; шляхом вивітрювання сірчистих сполук; сірка в розчиненому стані знаходиться в нафті, при розкладі якої сірка залишається в осадових породах у вигляді пропластків.

Практичне використання: сировина для виробництва сірчаної кислоти, гуми, каучуку, препаратів для боротьби з грибковими захворюваннями людей, тварин і рослин - фунгіцидів, та багатьох інших виробництв.

Родовища: значні поклади сірки розробляються в Прикарпатті (Львівська область) в межах передгірного прогину; родовища сірки цього регіону продовжуються і в Польщі. Значні поклади сірки відомі в Туркменістані (родовище Гаурдак), Узбекистані, Росії, Італії, США.

ГРАФІТ (С). Алотропна видозміна вуглецю, кристалізується в гексагональній сингонії; кристали лускуватої та платівкової форми, дуже рідко - шестигранної форми платівки, частіше - тонколускуваті суцільні маси сталеві-сірого кольору. Блиск напівметалевий або металевий; м'який (1-2), густина 2,1-2,2. Добре проводить електричний струм, бруднить руки, залишає риску на папері.

Походження: метаморфічне, утворюється з кам'яного вугілля, яке в умовах високого тиску й температури зазнає перекристалізації; магматичне - при взаємодії магматичних мас з вапняками; пневматолітичне - внаслідок відновлення вуглецю.

Практичне застосування: в атомній енергетиці як сповільнювач електронів в реакторах; для потреб електротехніки; виготовлення вогнетривких мастил; виробництво олівців, вогнетривких тиглів тощо.

Родовища: на Україні - в Побужжі, зокрема, біля м. Гайворон; в Сибіру, на Уралі, в Південній Африці та ін.

АЛМАЗ (С). Алотропна видозміна вуглецю, кубічної сингонії. Кристали добре огранені у формі октаєдрів, зрідка - кубічної та тетрагональної форми. Часто грані октаєдричних форм заокруглені, випуклі. Фізичні властивості: переважно безколірний, прозорий, рідше - голубуватий внаслідок включень тонкодисперсних часточок графіту; чорний (карбонадо), що нагадує кокс, коричнюватий тощо. Сильний блиск; спайність середня чи досконала по октаєдру

(паралельно октаедричним граням). Твердість надзвичайна (10 за Моосом), проте крихкий. Густина 3,45-3,55. На відміну від графіту не проводить електричного струму. В кисневій атмосфері при високій температурі згоряє до вуглекислоти, а в безкисневому середовищі переходить в графіт. Загалом дуже стійкий до вивітрювання, тому добре зберігається в розсипах кори вивітрювання.

Походження: магматичне, загалом генезис встановити важко. Кристали алмазів знаходять в ультраосновних породах - перидотитах, кімберлітах, що вказує на утворення в умовах мантії.

Практичне значення: завдяки сильному блиску й твердості алмаз є одним з найкоштовніших природних каменів; дрібні й непрозорі кристалики використовуються для виробництва абразивного інструментарію і спеціальних дискових пил для різання металу й каміння. Значна кількість алмазів для технічних потреб в Україні виготовляється штучно.

Родовища. Алмази добувають в родовищах, розташованих на платформених структурах і пов'язаних з древніми породами мантії. В Росії - Якутія, м. Мирний; в Бразилії, Аргентині, в Індостані, Південній Африці. В межах України розвідані алмазоносні структури на північному заході (Волинь).

МІДЬ самородна (Cu). Сингонія кубічна. Огранені кристали у формі кубів утворює рідко, зустрічається переважно у формі дендритів та суцільних мас. Колір мідно-червоний, блиск металевий; риска червона і блискуча. Спайність відсутня. Твердість 2,5-3, густина 8,5-8,9. Метал цей ковкий і тягучий. Добре проводить струм. При 890°C плавиться. В екзогенних умовах досить легко окислюється і переходить в карбонати (малахіт, азурит).

Походження: гідротермальне (в порожнинах і тріщинах вулканічних порід); екзогенне (за рахунок окислення сульфідних руд), в мідистих пісковицях.

Значення: мідь - метал, з яким людина познайомилася чи не найраніше; застосовується у виробництві електротехнічних приладів, мідного дроту, в машинобудуванні тощо.

Родовища: в Росії (Алтай, Урал, Забайкалля, Східний Сибір та ін.), в Норвегії, Чилі, Мексиці, США. На Україні промислових родовищ міді не виявлено.

ЗОЛОТО (Au). Кубічна сингонія. Утворюється у вигляді суцільних мас-самородків, а також у вигляді зерен, пластівців, дендритів; в окремих випадках у вигляді кубів та октаєдрів.

Фізичні властивості: колір залежить від домішок інших благородних металів, які завжди супроводжують самородне золото: від золотисто-жовтого до сріблясто-білого (від домішок Ag). Блиск металевий; твердість 2,5-3, надзвичайно ковкий, легко розплющується в тоненькі напівпрозорі плівки. Дуже важкий

мінерал, густина 15,5-18,3. Чисте, без домішок, золото має густину 19,3. Спайність відсутня. Мінерал дуже стійкий до агентів вивітрювання, не окислюється; з ртуттю утворює амальгаму, ця властивість золота використовується для видобування його з гірських порід.

Походження: гідротермальне, поширений в кварцових жилах разом з піритом, галенітом та іншими сульфідами. Включення золота завжди присутні в масі названих мінералів та кварцу. Рідше зустрічається золото в магматичних, переважно кислих, інтрузивних породах. Золото міститься в морській воді, але в мізерній кількості - чотири вагові частини на сто мільйонів частин (4 г в 100 тоннах води). Завдяки хімічній стійкості золото зберігається в різноманітних продуктах вивітрювання, зокрема, в розсипах, в алювіальних відкладах тощо. Головна маса золота видобувається саме з розсипів.

Значення: найважливіший валютний метал; ювелірний і стоматологічний матеріал; для покриття контактів у високоточних приладах, комп'ютерах, радіотехнічних системах тощо. Родовища: в Україні (в Закарпатті, Дніпропетровській області, в басейні р. Мокра Сура); в Росії (Урал, Східний Сибір, Алтай та ін.), в Узбекистані, Киргизії; багаті родовища відомі в Північній Америці, Південній Африці та ін.

Сірчисті сполуки (сульфіди)

До цього класу мінералів відносяться сполуки сірки з металами. Це досить численний клас, який, за оцінкою В.І.Вернадського, складає 0,15% маси земної кори. За хімічним складом сульфідів можна розглядати як солі сірководневої кислоти H_2S . Залежно від того, яким катіоном заміщений водень, можна виділити групу простих сульфідів (моноссульфідів), до яких належать нижче описані галеніт, сфалерит, кіновар, халькопірит, реальгар, аурипігмент, та дисульфідів - пірит, марказит, арсенопірит. В складі дисульфідів два йони сірки тісно з'єднані ковалентним зв'язком в один загальний аніон S_2^{2-} . Один з йонів сірки в дисульфідах може бути заміщений миш'яком As, утворюючи складний аніон $[AsS]^{2-}$, як у арсенопіриті.

Крім зазначених вище груп, виділяють також групу сульфосолей, які, згідно з В.І.Вернадським, можна розглядати як солі складних сульфокислот, як H_3AsS_3 , H_3SbS_3 , H_3AsS_4 тощо. Представниками сульфосолей є, зокрема, бляклі руди – тетраедрит Cu_3SbS_3 , буланжерит $Pb_5Sb_4S_{11}$, різноманітні срібні руди.

Умови утворення сульфідів різноманітні. Найчастіше вони випадають з гідротермальних розчинів, причому їх утворення відбувається на всіх етапах гідротермального процесу. Магматичне утворення пов'язане з ліквідацією (розчленуванням) основної (бідної кремнеземом) магми, при цьому від силікатного розплаву

відокремлюються краплі сульфідів; екзогенне утворення сульфідів можливе в морському середовищі, де панує сірководневий режим, що розвинувся внаслідок відмирання значної кількості різноманітних організмів (зараз такі умови панують в придонному шарі Чорного моря).

Сульфіди мають надзвичайно велике народногосподарське значення як руди кольорових та рідкісних металів, почасти як сировина для виробництва сірчаної кислоти, що вкрай потрібна для хімічної промисловості.

ПІРИТ (FeS_2). Назва мінералу походить від грецького слова "пірос" - вогонь, можливо, тому, що при ударі мінерал дає іскри.

Хімічний склад: Fe - 46,5%; S - 53,5%, містить домішки Co, Cu, As, Sb, Ni, Mo, Se, зрідка Au, Ag. Сингонія: кубічна, кристали у вигляді куба, пентагондодекаедра, для кристалів характерна штриховка граней (т.зв. віцинальні грані), інколи у вигляді суцільних мас; тонкодисперсні маси піриту мають чорний колір і називаються мельниковітом.

Колір піриту золотисто-жовтий, латунно-жовтий, блиск металевий, риска зеленувато-чорна; спайність відсутня. Твердість 6-6,5, проте досить крихкий. Густина 4,8-5,2. З соляною кислотою не взаємодіє.

Походження різноманітне. В ендегенних умовах виникає на магматичній стадії утворення мінералів; значна кількість піриту виділяється в гідротермальних жилах; контактово - метасоматичне утворення; в екзогенних умовах утворюється за відновних умов і поширений у вуглистих сланцях і в кам'яному вугіллі. Відомі псевдоморфози піриту по органічних рештках, наприклад, піритизоване тіло давнього шахтаря з рудників Сілезії. В корі вивітрювання нестійкий і окислюється до водних оксидів заліза.

Родовища: в Україні багатих родовищ немає, проте в незначних кількостях зустрічається на Донбасі, в Карпатах; значні родовища є на Уралі, Кавказі та Алтаї.

Значення: разом з іншими сульфідами може бути використаний для виробництва сірчаної кислоти, як побічного продукту.

МАРКАЗИТ (FeS_2). Сингонія ромбічна. У складі мінералу містяться ізоморфні домішки Ag, Sb, Tl та інші. Кристалізується у вигляді табличатих або гостропірамідальних кристалів, частіше утворює складні зростки (півнячі гребені), радіально-променисті та натічні агрегати, конкреції, жовна тощо. Відомі псевдоморфози марказиту по органічних (тваринних) рештках. При нагріванні до 550°C марказит перекристалізовується в пірит.

Колір марказиту латунно-жовтий з сірим відтінком, загалом світліший, ніж у піриту, риска чорна, блиск металевий; спайність недосконала. Твердість 5-6, крихкий; густина 4,6-4,9 г/см³.

Походження різноманітне, утворюється переважно

гідротермальним шляхом. В екзогенних умовах марказит виникає в осадових товщах, багатих органічною речовиною у сильновідновному середовищі.

Практичне значення і родовища: теоретично марказит може бути використаний для одержання сірчаної кислоти, проте промислові скупчення марказиту невідомі. Зустрічається разом з піритом та іншими сульфідами на Донбасі, на Закарпатті; Південний Урал, Кавказ, Рудний Алтай та ін.

АРСЕНОПІРИТ (миш'яковий колчедан) (FeAsS). Як ізоморфні домішки містить Co, Ni, Sb та інші. Якщо вміст Co сягає 40%, то це глаукодот. Нерідко арсенопірит містить домішки колоїдного золота. Сингонія моноклінна. Кристали призматичні, голчасті, утворюють друзи і суцільні зернисті маси.

Колір сріблясто- та олов'яно-білий, сталєво-сірий, риска сірувато-чорна; блиск металевий. Спайність досконала. Твердість 5,5-6; густина 5,9-6,3. При терті виділяє часниковий запах. З азотною кислотою взаємодіє з виділенням сірки.

Походження: переважно гідротермальне, рідше - контактово-метасоматичне. Зустрічається разом з іншими сульфідами на Донбасі, на Закарпатті, на Уралі, у Східному Сибіру та в інших країнах. Практичне використання: арсенопірит є основним мінералом для добування миш'яку, з якого виготовляють отрутохімікати для потреб сільського господарства.

ХАЛЬКОПІРИТ (мідний колчедан) (CuFeS₂). Кристали тетрагональної сингонії тетраедричної форми, переважно виділяється у формі зернистих агрегатів. Колір латунно-жовтий з зеленуватим відтінком, риска чорна. Блиск металевий. Спайність недосконала. Твердість 3,5-4, густина 4,1-4,3. Загалом халькопірит нагадує пірит, але помітно відрізняється від останнього нижчою твердістю, жирнішою рисою та відтінками забарвлення.

Походження: переважно гідротермальне, рідше - магматичне й осадове. Практичне значення: сировина для кольорової металургії для добування не лише міді, але й срібла, золота, талію та інших рідкісних металів. Родовища: на Україні промислових покладів немає, відомий в незначних кількостях в Донбасі (Нагольний кряж), в Придністров'ї, на Закарпатті. Промислові родовища відомі в Казахстані, на Уралі, в Африці (Конго), в Південній Америці (Чилі).

СФАЛЕРИТ (цинкова обманка) (ZnS). Містить ізоморфні домішки Fe, Mn, Cd, Ga, Ge, In та інші.

Кристали кубічної сингонії тетраедричної форми, переважно комбінаційні форми. Колір коричнюватий до чорного, червонуватий і зеленуватий; риска коричнева, бура; блиск алмазний (на свіжому зломі). Спайність досконала. Твердість 3,5-4, густина 3,5-4,2.

Походження переважно гідротермальне, утворюється в жилах разом з галенітом, піритом; рідше утворюється осадовим шляхом і

зустрічається у вапняках і доломітах. Використовується як цинкова руда, для виготовлення цинкових білил. Попутньо із сфалериту одержують (вилучають) рідкісні метали, що входять до його складу, як ізоморфні домішки.

Родовища: на Україні сфалерит зустрічається в гідротермальних жилах на Донбасі, в Закарпатті і Прикарпатті; а також в Чехії, Росії (Урал), США.

ГАЛЕНІТ (свинцевий блиск) (PbS). Містить ізоморфні домішки Se, Zn, Co, Ag, Au, а також мікровключення самородних золота й срібла. Кристалізується в кубічній сингонії в кубічних та кубооктаедричних формах, в щільних зернистих масах (свинчак).

Колір чорний, свинцево-сірий; риска чорна; блиск сильний металевий; спайність досконала по кубу. Твердість 2,5-3; густина 7,5-7,6. Взаємодіє з соляною кислотою з виділенням H_2S .

Походження гідротермальне, в жилах зустрічається завжди з іншими сульфідами - сфалеритом, марказитом, піритом тощо. Використовується як свинцева руда; кристали галеніту виявляють детекторні властивості і використовуються в радіотехнічних системах.

Родовища: на Україні (в Донбасі, на Закарпатті - непромислові концентрації), на Кавказі (Садонські рудники), на Алтаї, на Уралі, в Америці, Австралії.

КІНОВАР (цинобра) (HgS). Сингонія тригональна. Кристалізується в ромбоедричних формах, найчастіше утворює дрібнозернисті та суцільні землисті маси. Колір яскраво-червоний, такого ж кольору і риска. Блиск напівметалевий, в дрібнокристалічних агрегатах алмазний. Спайність досконала. Твердість 2-2,5, крихкий. Густина 8-8,2. Стійкий до кислот і лугів (за винятком "царської водки"). При нагріванні невеликої кількості кіновару у пробірці мінерал розкладається і утворює возгон ртуті на стінці пробірки.

Походження: гідротермальне, випадає на епітермальній (низькотемпературній) стадії процесу в жилах та в масиві осадових порід.

Використовується для добування ртуті. Кристали кіновару мають напівпровідникові властивості і використовуються в радіотехнічних установках.

Родовища: в Донбасі (м. Микитівка), на Закарпатті (Берегове, Хуст); в Середній Азії, в Югославії.

РЕАЛЬГАР (AsS). Склад: As - 70,1; S- 29,9%. Сингонія моноклінна. Кристали рідкісні, утворюється переважно у вигляді землистих та дрібнозернистих мас, нальотів та кірочок.

Колір оранжево-червоний, риса вогняно-червона, світло-оранжева; блиск жирний (на зломі), алмазний (на гранях в зернистих агрегатах). Спайність досконала в одному напрямку. Твердість 1,5-2,

крихкий; густина 3,4-3.6.

Походження: гідротермальне, вилучається з низькотемпературних розчинів (епітермальна стадія). Використовується як важлива руда для добування миш'якових сполук. Родовища: в Закарпатті (непромислові поклади); Кавказ, США.

АУРИПІГМЕНТ (As_2S_3). Склад: As – 61%; S - 33%, домішки ртуті, селену, сурми, германію.

Сингонія моноклінна. Кристали рідкісні, частіші утворення зернистих скупчень, волокнисті й пороховаті агрегати. Колір лимонно-жовтий, риса така ж; блиск перламутровий (на поверхнях спайності), жирний, напівметалічний (на зломі), алмазний (на гранях). Спайність цілком досконала в одному напрямку. Твердість 1-2. Густина 3,4-3,5. Розчиняється в міцних лугах, в кислотах не розчинний.

Походження здебільшого гідротермальне, випадає разом з реальгаром із низькотемпературних розчинів; утворюється також з реальгару внаслідок вивітрювання останнього; пневматолітичне - як возгон на стінках кратерів вулканів разом з нашатирем (NH_4Cl) та самородною сіркою.

Застосування і родовища: те ж, що й для реальгару.

Галоїди

Ці сполуки є солями хлористоводневої (HCl) та фтористоводневої (HF) кислот. Найбільше поширені хлориди та фториди натрію, калію, кальцію, магнію. Значна кількість хлоридів лужних металів знаходиться в земній корі в розчиненому стані в підземних водах, проте найбільше розчинених хлоридів знаходиться в океанічних водах, в лагунах та солоних озерах.

Мінерали названого класу - переважно прості сполуки, світлих відтінків, невисокої густини і незначної твердості. Утворюються переважно в екзогенних умовах, зрідка - ендегенні мінерали. Мають велике значення як сировинні матеріали для виробництва мінеральних добрив, для потреб галургії тощо. Розчинні у воді галоїди мають солоний смак.

ГАЛІТ (кам'яна сіль) ($NaCl$). Містить Na - 39,4; Cl - 60,6%. Кубічна сингонія; кристали кубічної та кубооктаедричної форми, інколи утворюють друзи, частіше - суцільні маси.

Колір прозорий, білий, синій (від домішок вільних атомів натрію; останні, ймовірно, утворюються внаслідок розрядки йонів натрію електронами, що виділяються при радіоактивному розпаді ізотопу K^{40}), червоний (від домішок тонкодисперсного гетиту $HFeO_2$), сірий. Блиск скляний, при високій вологості атмосфери жирний. Спайність досконала по кубу, твердість 2-2,5; густина 2,1-

2.2. Смак солоний, у синіх кристалів їдкосолоний.

Походження: переважно осадове, випадає з насичених солоних розчинів в лагунах, озерах; з ґрунтових розчинів випадає в солончаках (Сиваш); пневматолітичне - кристали та корки галіту у вигляді вулканічних возгонів виділяються разом з сіркою в кратерах вулканів.

Практичне значення: в харчовій промисловості як консервант і харчовий продукт; в хімічній промисловості - для виробництва хлору, їдкого натру, соди, соляної кислоти, металічного натрію та інших потреб.

Родовища: в Криму (самосадочна сіль утворюється внаслідок випаровування морської води в спеціальних чеках); в Донбасі (Слов'янське та Артемівське родовища високоякісної солі), на Закарпатті (Солотвинське родовище). Значні поклади кам'яної солі знаходяться в межах Дніпровсько-Донецької западини; тут галіт утворює потужні штоки, що простягаються вглиб на кілька кілометрів, і зумовлює розвиток купольних структур. Так, в околицях с. Висачки (Лубенський район на Полтавщині) шток кам'яної солі виніс на денну поверхню масив діабазу - магматичної породи, що залягає на глибині близько 4 км.

Потужні родовища галіту відомі також в Польщі, Німеччині, Росії, США та ін.

СИЛЬВІН (КСІ). Містить К - 52,5; СІ - 47,5%; домішки натрію, рубідію, цезію, бромю, йоду, оксидів заліза. Частина калію складена йонами ізотопу K^{40} .

Сингонія кубічна. За структурою і властивостями нагадує галіт. Кристали кубічної форми, утворює суцільні зернисті маси; сумісно з галітом утворює породу сильвініт.

Фізичні властивості: колір молочно-білий, домішки оксидів заліза зумовлюють червонуватий та рожевий кольори. Блиск скляний. Спайність досконала по кубу; твердість 2, густина 1,8-2,0. Смак пекуче-солоний різкий. Забарвлює полум'я в червоно-рубіновий або фіолетовий колір.

Походження осадове, зустрічається разом з галітом, але в значно менших кількостях. Пневматолітичне: разом з галітом та сіркою утворює нальоти й кірки на стінках вулканічних кратерів.

Використання: як сировина для виробництва калійних препаратів та мінеральних добрив.

Родовища: Прикарпаття (родовища Калуша й Стебника); Росія (Приуралля), Білорусія (Березники), Німеччина (Штассфурт).

КАРНАЛІТ ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$). Хімічний склад: К - 14,1; Mg - 8,7; СІ - 38,3; H_2O - 38,9%; домішки Br, I, Rb, Cs.

Сингонія ромбічна. Рідкісні кристали мають псевдогексагональний габітус, здебільшого виділяється суцільними зернистими масами.

Колір білий, безбарвний, червонуватий, землисто-сірий. Блиск жирний. Твердість 2,5-3, крихкий; густина 1,6. Спайність відсутня. Дуже гігроскопічний, з вологої атмосфери поглинає воду і розпливається. Смак гірко-солоний.

Походження осадове, кристалізується одним з останніх мінералів в замкнутих солерідних басейнах, тому поширений переважно в поверхневих шарах соляної товщі.

Практичне застосування: сировина для виробництва калійно-магнезійних добрив; в хімічній промисловості - для виробництва хлору, їдкого калію та інших препаратів.

Родовища: Прикарпаття (Стебник, Калуш); Білорусія (Старобинське родовище), Росія (Солікамськ), Німеччина (Штассфурт).

ФЛЮОРИТ (плавиковий шпат) (CaF_2). Містить Ca - 51,2; F-48,8%, домішки Mn, Sr, U .

Сингонія кубічна. Кристали у вигляді кубів, кубооктаєдрів, додекаєдрів; утворює також суцільні зернисті маси, натічні й конкрецієвидні форми.

Фізичні властивості: колір білий, прозорий, зелений, фіолетовий, жовтий, чорний; інколи в одному агрегаті можуть чергуватися два-три кольори. Блиск скляний. Спайність досконала по октаедру. Твердість 4, густина 3,0-3,2. Смак відсутній. В сильних кислотах розчиняється з утворенням H_2F_2 , яка роз'їдає скло.

Походження: переважно гідротермальне; осадове утворення має ратовкіт - землистий темно-фіолетовий флюорит.

Практичне застосування: важлива сировина для одержання фтору, який застосовується для виробництва пластмас, ракетного палива; у металургії - як плавень-шлакоутворювач (звідси й відповідна назва). Прозорі кристали використовуються для виготовлення оптичних лінз.

Родовища: Приазов'я (Покровсько-Кирієвське родовище); Росія (Забайкалля); Англія, США та ін. Потужне родовище флюориту відкрито в Побужжі (Мур-Куриловецьке). Тут флюорит знаходиться в пісковиках і кварцитах.

БШОФІТ ($\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$). Містить: Mg-8,2%, Cl-23,7%, H_2O -68,1%, домішки Br до 1%, I.

Сингонія моноклінна. Кристали не характерні, утворює зернисті або волокнисті агрегати та суцільні маси, Колір білий, прозорий, землисто-сірий, від домішок червонуватий; блиск скляний. Спайність не встановлена. Твердість 1-2, крихкий; густина 1,6. Дуже гігроскопічний, легко розчиняється. Смак різкий пекуче-гіркий.

Походження осадове - випадає з розчинів одним з останніх мінералів, тому й залягає на поверхні осадових сольових товщ. Внаслідок розчинення підземними водами зумовлює виникнення порожнин в сольових товщах.

Практичне застосування: концентровані розчини бішофіту використовують як лікувальний антиревматичний засіб; сировина для виробництва магнезійних солей.

Родовища: незначні поклади бішофіту виявлені в межах Дніпровсько-Донецької западини (Чернігівська й Полтавська обл.); Росія (потужні родовища в Нижньому Поволжі).

Оксиди

Оксиди - досить поширені сполуки в земній корі, складають близько 17% від маси земної кори, серед них лише оксиди кремнію займають понад 12%.

Найпоширенішими є оксиди кремнію, алюмінію, заліза; менше значення мають оксиди Mn, Ti, Mg, Cr. та ін. До оксидів слід віднести й лід.

Розрізняють прості оксиди та гідратовані форми. В останніх містяться гідроксильні йони й молекули води.

За фізичними властивостями мінерали цього класу дуже неоднорідні, а за генезисом дуже різноманітні. Серед оксидів чимало цінних мінералів і дуже важливих породо- і ґрунтоутворюючих мінералів.

ОКСИДИ КРЕМНІЮ. До цієї групи належать три модифікації кремнезему: явно кристалічна - кварц; захованокристалічна - халцедон та умовно аморфна - опал. Найбільш стійкою формою в природі є кристалічна модифікація, вона й переважає в земній корі серед сполук кремнезему. Аморфний опал є нестійкою формою і внаслідок перекристалізації поступово переходить в халцедон і кварц. В древніх осадових та кристалічних породах опал не зустрічається.

КВАРЦ (SiO_2). Склад: Si-57,5; O-42,5%. Існує кілька модифікацій кварцу. Найбільш поширеною є тригональна форма - α -кварц, яка при 575 °С переходить в гексагональну модифікацію - β -кварц. В межах температур 870-1470 °С кварц утворює іншу модифікацію - тридиміт, а в межах 1470-1710 °С - кубічну модифікацію - кристобаліт. Вище 1710°С плавиться, а при охолодженні твердне з утворенням скла.

Кристали α -кварцу (тригональна модифікація) здебільшого добре огранені, утворюють видовжені комбінаційні форми з гексагональних призм, тригональних дипірамід, тригонального трапезоєдра і ромбоєдра. Характерні зростки кристалів у вигляді друз, щіток, сферичних агрегатів тощо. Розміри кристалів від мікроскопічних до кількох метрів; так, кристали димчатого кварцу, знайдені в пегматитових камерах на Житомирщині, мали вагу 7-10 т, а довжину до 3 метрів. Дуже поширений у вигляді дрібних піщинок, а в глинистих фракціях ґрунтів зерна кварцу сягають колоїдних

розмірів.

Колір кварцу різноманітний, залежно від забарвлення розрізняють такі його види:

гірський криштал - прозорий, незабарвлений;

димчатий кварц (раухтопаз) - прозорий та напівпрозорий димчасто – жовтого до коричнюватого кольору;

моріон - непрозорий чорний, колір зумовлений, ймовірно, наявністю вільного кремнію, що утворився внаслідок радіоактивного опромінення; аметист - фіолетовий; цитрин - жовтий; розеліт - рожевий; празем - зелений завдяки домішкам тонкодисперсного актиноліту; авантюрин - золотистий, червоно-бурий завдяки домішкам тонкопластинчатого гематиту чи слюди.

Блиск скляний (на гранях), жирний - на зломі. Твердість 7. Густина 2,65. Завдяки кристалографічним особливостям (відсутність центру симетрії) проявляє п'єзоелектричні та піроелектричні властивості, завдяки чому пластинки кварцу, вирізані вздовж кристалів, використовуються в радіотехнічних пристроях та ультразвукових генераторах.

Походження: магматичне - утворюється одним з останніх мінералів у складі кислих інтрузивних порід; у складі пегматитів є головним мінералом; гідротермальне - поширений серед жильних порід; метаморфічне утворення кварцу пов'язане з дегідратацією та перекристалізацією кременистих порід. Про утворення кварцу в екзогенних умовах достеменних відомостей немає. Значна кількість кварцевих кристалів синтезується в спеціальних лабораторіях.

Значення: кварц - один з найпоширеніших породотворних і ґрунтоутворних мінералів; піщані ґрунти на 85-90% складені крупинками кварцу. Прозорі і п'єзоактивні кристали застосовують в оптиці та радіотехніці, забарвлені кристали є коштовними і декоративними каменями. Чисті кварцеві піски використовують як сировину для виробництва скла.

Родовища: кварц поширений повсюдно; кристали оптичного і п'єзо-активного кварцу добувають в Приазов'ї та на Житомирщині. В Росії такий кварц добувають на Уралі, у Східному Сибіру. Цитрин та аметист добувають на Цейлоні, Мадагаскарі, в Бірмі та інших країнах.

ХАЛЦЕДОН (SiO₂). Халцедон є прихованокристалічною відміною кварцу - волокнистою або тонкозернистою, тому й не утворює огранених форм. Утворюється у вигляді натьоків, сферичних мас, жовен та суцільних мас.

Кольори різноманітні - сірий, синювато-сірий (сапфірин), рожевий до червонуватого від домішок гематиту (сердолік, карнеол), зелений (плазма), яблучно-зелений від домішок оксидів нікелю (хризопраз), зелений з яскраво-червоними плямами (геліотроп). Смугастих халцедон називають агатом; смугастість пояснюється

ритмічністю наростання маси халцедону з колоїдних розчинів кремнезему. Агати з плоскопаралельно-смугастим чергуванням широких світлих та темних смуг називаються оніксами, вони є декоративними каменями. Халцедон з включеннями природних мінеральних пігментів (переважно оксидів заліза) називають яшмою. Кремені - сірий, чорний та інших кольорів халцедон з домішками глини тощо.

Блиск на зломі матовий, жирний, на полірованій поверхні - скляний. Природня поверхня халцедону вкрита здебільшого земляним детритом та продуктами вивітрювання. Твердість 6,5-7. Має високу в'язкість, тому витримує значні ударні навантаження і погано кришиться. Густина 2,62-2,65. Дещо нижча, ніж у кварцу, густина пояснюється наявністю мікроскопічних пор в масі халцедону.

Походження: гідротермальне - зустрічаються в ефузивних породах у вигляді концентричних натьоків в порожнинах і тріщинах; метаморфічне - внаслідок неповної кристалізації і обезводнення колоїдних скупчень (гелів) кремнекислоти, розкристалізації опалів біогенного й осадового походження. З опалом і кварцем утворює перехідні форми.

Практичне використання і родовища: агати та інші кольорові різновидності халцедону є декоративними каменями; однорідні несмугасті відміни застосовують для виготовлення лабораторних ступок, деталей в аналітичних терезах тощо. Первісні люди користувалися також знаряддями праці переважно з халцедону (кременю).

Декоративні агати та інші кольорові камені з халцедону добувають в Криму, Закарпатті. Багаті родовища декоративних халцедонів відомі в Росії (Південний Урал, Алтай, Східний Сибір), в Бразилії, Уругваї, Індії.

ОПАЛ ($\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$). Хімічний склад несталий завдяки перемінній кількості води, вміст якої змінюється від 0,5 до 30%, вона виділяється при нагріванні опалу до 250-300°C. Окрім SiO_2 , містить домішки сполук заліза, алюмінію, марганцю, лужноземельних та лужних металів, завдяки чому й виникають різноколірні відміни цього мінералу. Опал вважається аморфним, проте рентгенографічні дослідження вказують на наявність кристалічної фази, складеної кварцем і різновидностями - тридимітом і кристобалітом.

Форми утворення: масивні, натічні, округлі утворення, земляні відміни (трепел, діатоміт), сталактити, натічні утворення сферичної форми, цемент в осадових породах і ґрунтах, фітолітарії в ґрунтах.

Кольори різноманітні, деякі відміни є дуже декоративними. Чистий прозорий опал - гіаліт, є рідкісним; благородний опал характерний грою кольорів з опалесценцією. Білий та брудно-сірий кольори властиві опалу в складі трепелу, діатоміту, гейзериту та

іншим видам осадових кременистих порід. Блиск несталий - від скляного до жирного, восковидного. Твердість 5-6, змінюється залежно від вмісту води. Крихкий, при ударі не дає іскр, чим відрізняється від халцедону. Поверхня сколу раковиста. Густина 2,0-2,3.

Походження: гідротермальне - утворюється з гарячих гейзерних вод (гейзерити); натічні (колоїдного походження) сфероїдальні агрегати в порожнинах ефузивних порід; екзогенне - продукти вивітрювання, випадає також з лужних ґрунтових розчинів в засолених ґрунтах, зумовлюючи ущільнення й цементацію ґрунтової маси; біогенне - нагромаджується в стеблах злакових рослин, особливо у бамбука, у вигляді фітолітарій; утворює псевдоморфози по деревині та по рештках тварин. Значна кількість опалу нагромаджується на дні морів та озер у вигляді трепелу й діатоміту.

Значення: благородні опали є коштовними і декоративними каменями. Звичайний опал є породотворним мінералом трепелу, діатоміту, опоки, які використовують для виготовлення кришталевого скла та вогнетривких матеріалів.

Родовища: на Україні незначні родовища декоративного опалу є в Закарпатті, на Житомирщині (у складі видозмінених гранітоїдних порід); в Грузії (Ахалціхе), на Словаччині, в Мексиці, Австралії тощо. У складі діатомітів та опок поширений у Придністров'ї, де лінзами й проверстками залягає серед вапнякових і мергельних порід.

ОКСИДИ ЗАЛІЗА (ЗАЛІЗНЯКИ). Найбільш поширеними представниками цієї групи є магнетит, гематит та гідратні форми - гетит, гідрогетит (лимоніт).

МАГНЕТИТ (магнітний залізняк) ($\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$). Склад: Fe - 72,4; O - 27,6%. Частина заліза (31% FeO) є двовалентним. Атоми заліза частково заміщуються титаном, утворюючи титаноманетит.

Сингонія кубічна. Кристали у вигляді октаєдрів, також тонкозернисті суцільні маси.

Колір залізно-чорний, риска чорна. Блиск металевий до напівметалевого. Спайність відсутня, злам раковистий, твердість 5,5-6; густина 5,2. Сильно магнітний, притягує залізні предмети.

Походження: магматичне - зустрічається окремими зернами в магматичних породах; метаморфічне - внаслідок перекристалізації бурих та червоних залізняків у відновних умовах; екзогенне - в гумусових шарах ґрунтів (доказів недостатньо).

Значення: важливий породотворний і ґрунтоутворюючий мінерал; сировина для виплавляння заліза. Значні поклади залізних магнетитових руд знаходяться в межах Криворізького залізорудного басейну; в Росії - Курське й Білгородське родовища, Південний Урал; США - Верхнє Озеро та ін.

ГЕМАТИТ (червоний залізняк) (Fe_2O_3). Склад: Fe - 70; O -

30%. Можливі ізоморфні домішки Mn, Al, Ti, Fe²⁺.

Сингонія тригональна. Кристали ромбодричної форми, табличастого виду, тонкоплівчаті агрегати (залізні троянди, залізна слюдка), тонкокристалічні зернисті маси (червоні залізнякаи).

Колір червонувато-чорний, буро-червоний. Риска вишнево-червона. Блиск на гранях кристалів металевий, у зернистих агрегатах - тьмавий або відсутній. Спайність відсутня. Твердість 5,5-6; густина 4,9-5,3, крихкий. Немагнітний, але взаємодіє з електромагнітом. В міцній соляній кислоті розчиняється.

Походження: метаморфічне, внаслідок перекристалізації інших оксидів заліза; зустрічається також у возгонах вулканів (тут він утворюється внаслідок окислення парів хлорного заліза FeCl₃); екзогенне - внаслідок повільної дегідратації лимоніту й інших гідратних форм.

Використання і родовища: важлива залізна руда, поширений в тих же родовищах, що й магнетит.

ГЕТИТ (HFeO₂). Склад: Fe - 62,9; H₂O – 10%.

Сингонія ромбічна. Кристали рідкісні, голчастого, платівчатого та стовпчатого виду; частіше натічні нирковидні та землісті маси.

Колір жовто-бурий, коричнюватий. Риска жовто-бура, блиск напівметалевий, зрідка алмазний. Спайність досконала завдяки шаруватій структурі. Твердість 4,5-5,5. Густина 4,0-4,4. Досить легко розчиняється в міцній HCl.

ЛИМОНІТ (гідрогетит) (Fe₂O₃·nH₂O). В окремих випадках склад відповідає формулі 2Fe₂O₃·3H₂O. Це земляста відміна гетиту, разом з гематитом, іншими домішками утворює бурі залізнякаи. Здебільшого лимоніт у складі бурого залізнякау нагромаджувався в болотах чи заболочених озерних басейнах, які згодом еволюціонували в осушені ділянки суходолу, звідки й назва (від гр. лимон - лука). Утворює натічні та щільні тонкозернисті маси з блискучею поверхнею чорного кольору та матовим, інколи скловидним блиском; у вигляді оолітів. Риска жовто-бура. Землісті відміни жовто-червоних та жовто-бурих кольорів називаються вохрою, відтінки залежать від вмісту води. Щільні агрегати мають твердість 5-5,5; густина 3,5-4,0. При нагріванні лимоніт обезводнюється і змінює колір до темно-червоного й чорного.

Походження гідратованих оксидів заліза переважно екзогенне, утворюються внаслідок окислення залізовмісних сполук - сульфідів, силікатів, карбонатів тощо. Значна кількість лимоніту утворюється в болотах, озерах з гелів. В морських басейнах нагромаджуються оолітові форми лимоніту (залізородні мінетти).

Застосування: бурі залізнякаи - важливі руди чорної металургії. Гетит і гідрогетит є поширеними ґрунотворними мінералами, червоний колір латеритних ґрунтів зумовлений наявністю переважно цих мінералів. Родовища бурих залізнякаів розробляються біля м.

Керчі, на Таманському півострові в Росії (а також в Липецькій і Тульській обл.), в Західній Європі та багатьох інших країнах.

ОКСИДИ АЛЮМІНІЮ. Незважаючи на значний вміст алюмінію у складі земної кори (близько 7,5%), оксиди цього елемента менш поширені, ніж оксиди заліза. Це пояснюється тим, що значна кількість алюмінію зв'язана в складних силікатних сполуках ендогенного та екзогенного походження.

КОРУНД (Al_2O_3). Склад: Al - 52,9; O - 47,1%.

Сингонія тригональна. Кристалізується у формі видовжених дірко-подібних та стовпчастих кристалів, рідше - у вигляді дрібнозернистих суцільних мас (т.зв. наждаки).

Колір синій, сірий, червоний. Прозорі відміни синього забарвлення називають сапфірами, червоного - рубінами, безбарвні - лейкосапфірами. Непрозорі відміни з домішкою оксидів заліза називаються наждаками.

Спайність відсутня, іноді спостерігається окремість впоперек видовження, що пояснюється полісинтетичним двійникуванням. Твердість 9, густина 4. В кислотах нерозчинний.

Походження: метаморфічне, продукт контактового метасоматозу внаслідок взаємодії магми з карбонатними породами; магматичне, пов'язане з пегматитоутворенням.

Практичне використання: сапфіри й рубіни є ювелірними каменями. Рубіни (переважно синтетичні) застосовують в лазерних установках. Наждачні маси використовують як абразивний матеріал.

Родовища корунду відомі на Уралі, в Бірмі, на о. Цейлон, в Індії, Південній Африці, Канаді та ін.

ДІАСПОР ($HAIO_2$ або $Al_2O_3 \cdot H_2O$). Склад: Al_2O_3 - 85; H_2O - 15%.

Сингонія ромбічна. Кристали переважно платівчаті, суцільнозернисті, землісті маси (в бокситах).

Колір білий, фіолетовий, рожевуватий (від оксидів Fe), зрідка безколірний. Блиск скляний, перламутровий. Спайність досконала. Твердість 6,5-7, крихкий. Густина 3,4-3,5.

Походження екзогенне, продукт вивітрювання алюмосилікатів в умовах вологого тропічного клімату, є складовою частиною бокситів, які використовуються як руда для виплавки алюмінію.

Родовища: Полярний Урал, Тихвінське родовище в Ленінградській області (Росія), Гвінея (Африка).

ГІДРАРГЛІТ (гібсит) ($Al(OH)_3$). Склад: Al_2O_3 - 65; H_2O - 35%.

Сингонія моноклінна. Утворює переважно натічні агрегати, землісті, оолітові маси, рідше - дрібні табличаті кристали.

Колір білий, зеленуватий, червонавий. Блиск скляний і перламутровий, оолітові маси - матовий. Спайність цілком досконала. Твердість 2,5-3,5, густина 2,3-2,4.

Походження: екзогенне, утворюється як продукт вивітрювання

разом з діаспором. Гідраргіліт знаходять також в гідротермальних жилах в Закарпатті.

Значення: важлива алюмінієва руда; ґрунтоутворюючий мінерал тропічних ґрунтів. Добувають разом з діаспором.

БЕМІТ (НАІО₂). Склад: Al₂O₃ -85; Н₂O – 15%.

Сингонія ромбічна. Кристали рідкісні, табличастої форми; переважно прихованокристалічні щільні маси.

Колір білий, жовтуватий, брудно-сірий. Блиск скляний, перламутровий, жирний (матовий). Спайність досконала (для кристалів), проте в щільних агрегатах важко помітна. Твердість 3,5-4; густина 3.

Утворення аналогічне з діаспором та гідраргілітом, він є звичайним їх супутником в бокситах. Разом з вище описаними діаспором та гідраргілітом добувають як сировину для одержання алюмінію.

Інші оксиди

ПРОЛЮЗИТ (MnO₂). Склад: Mn-63,2; O-36,8%.

Сингонія тетрагональна. Кристалічні агрегати радіально променистої будови, частіше щільні землясті, зернисті, сажисті агрегати, оолітові утворення, кірки та дендритні форми.

Колір чорний, такої ж барви і риска; блиск металевий, напівметалевий, у землястих масах матовий. Спайність досконала. Твердість в щільних кристалічних агрегатах 5-6, в землястих масах м'який, бруднить руки. Густина 4,7-4,9. В міцній НСІ розчиняється, виділяючи СІ₂.

Походження екзогенне, утворюється при вивітрюванні, продукти якого переносяться в стані колоїдів і осаджуються в озерах та в прибережних зонах морів. Використовується як руда на марганець, що йде на виробництво сплавів та хімічних препаратів.

Родовища: на Україні (Запорізька, Дніпропетровська області), Грузія (Чіатура), Індія, Африка.

БРУСИТ (Mg(OH)₂). Склад: MgO - 69; Н₂O – 31%.

Сингонія тригональна. Кристали табличасті, агрегати листуваті щільні, гіпсоподібні, листочки гнучкі; волокнисті агрегати (немаліт).

Колір білий, зеленуватий. Блиск скляний, перламутровий, прозорий. Спайність цілком досконала. Твердість 2,5, густина 2,4.

Походження: осадове; продукт вивітрювання магнезіальних силікатів. Використовують як сировину для виробництва магнезії. Родовища: Росія (Урал, Східний Сибір), Кавказ.

КАСИТЕРИТ (SnO₂). Склад: Sn - 78,6; O - 21,4%.

Тетрагональна сингонія; кристали добре розвинені, короткостовпчасті голчасті, зрідка здвійниковані.

Колір бурий до чорного, жовтуватий, червонавий. Риска біла до світло-жовтої. Блиск алмазний, напівметалічний; на зламі - матовий

до жирного. Спайність недосконала. Твердість 6-7, густина 6,8-7,0, крихкий.

Походження: гідротермальне, магматичне (в пегматитових жилах), пневматолітичне. Каситерит добувають заради олова, потреба в якому зростає.

Родовища: в Росії (Карелія, Сибір), в країнах Південно-східної Азії (Малайзія, Бірма, Камбоджа).

ШПІНЕЛЬ ($MgAl_2O_4$). Склад: MgO - 28,2; Al_2O_3 - 71,8%. Звичайні домішки F, C, Mn.

Сингонія кубічна. Кристали октаедричного виду, часті двояки.

Колір густо червоний, жовтий, синій, зелений, чорний; блиск сильний скляний, майже алмазний. Спайність відсутня. Твердість 8. Густина 3,6-3,9.

Походження: магматичне, контактово-метаморфічне.

Практичне використання: завдяки красивим чистим кольорам, сильному блиску та значній твердості шпінелі є жаданими коштовними каменями. Добувають благородні шпінелі на Уралі, Памірі, в Забайкаллі, на Цейлоні, в Індії, Бірмі.

Карбонати

Це досить поширений клас мінералів, займає близько 1,6-1,7% маси земної кори. Найбільш поширеними серед них є карбонати кальцію й магнію. Характеризуються здебільшого невисокою (до 4) твердістю та густиною (до 3,5), переважно світлим забарвленням та неметалевим блиском. Характерною особливістю карбонатів є їх енергійна взаємодія з розчинами мінеральних кислот, деякі з них скипають на холоді, деякі - при нагріванні, але розчиняються всі.

Утворюються карбонати переважно в екзогенних умовах, зокрема, потужні товщі вапняків, складених кальцитом, мають органічне походження. Доломіти та содові мінерали відкладаються в абіотичних осадових умовах. Деяка частина мінералів цього класу утворюється метасоматичним та гідротермальним шляхом.

КАЛЬЦИТ (вапняковий шпат) ($CaCO_3$). Склад: CaO - 56; CO_2 - 44%.

Сингонія тригональна. Кристали добре розвинені у вигляді ромбоєдрів, скаленоедрів, та їх комбінаційних форм (мал.51). Кальцит утворює, проте, здебільшого дрібнозернисті, натічні маси, вицвіти, землясті маси тощо. Відомий в декількох відмінах, зокрема, у вигляді люблініту - голчастих форм, що утворюються в товщі карбонатних ґрунтів; ісландський шпат - водяно-прозорий кальцит, який роздвоює світлові промені на звичайний і поляризований промені; папіршпат - тонколистуватий кальцит; іматрове каміння - мергелисті конкреції, що подібуються в глинистих масах.

Кристали кальциту білі, жовтуваті, від домішок набирає різних

відтінків; безбарвні і водянопрозорі (ісландський шпат). Блиск скляний, зрідка перламутровий. Спайність досконала по ромбоєдру. Твердість 3, густина 2,6-2,7.

Походження різноманітне. Значна кількість кальциту відкладається у вигляді вапняків органічного походження - коралових, мшанкових, фузулінових, черепашників, крейди тощо. Кальцит осадового походження, утворюється в ілювіальних карбонатних горизонтах чорноземних та сірих лісових ґрунтів у вигляді цвілі, прожилків та трубочок; натічні утворення в карстових печерах. Гідротермальний кальцит відомий в жилах разом з сульфідами.

Значення: кальцит у складі вапняків та мрамурів є сировиною для виробництва будівельних матеріалів; вапняки - важлива агроруда, що використовується для хімічної меліорації кислих ґрунтів. Кристали ісландського шпату використовують для виробництва приладів - поляриметрів та призм Ніколя, що використовуються в мінералогічних мікроскопах. Значна кількість вапнякових матеріалів використовується в металургійному та цукроварному виробництвах.

Потужні родовища вапняків знаходяться на Україні в Одеській, Хмельницькій, Львівській, Тернопільській, Ровенській областях. Родовища ісландського шпату відомі в Якутії, Киргизії; в Ісландії його знаходять в мигдалинах та жеодах базальтових порід.

АРАГОНІТ (CaCO₃). Склад тотожний з кальцитом.

Сингонія ромбічна. Кристали видовжені, голчасті та призматичні, утворюються найчастіше у вигляді оолітів, натічних форм та гіллястих форм. Відміни арагоніту: гороховий камінь (ікрянець) - оолітові виділення арагоніту; залізні квіти - гілчасті агрегати білого кольору, утворюються при вивітрюванні карбонатів заліза; шпрудельштейн - суцільні натічні маси в мінеральних джерелах.

Колір білий, жовтуватий, інші відтінки, як і в кальциту. Блиск перламутровий (власне перламутр на внутрішній частині деяких черепашок складений арагонітом) та скляний, на зломі - жирний. Спайність недосконала. Твердість 3,5-4,0; густина 2,8-3,0. З соляною кислотою, як і кальцит, скипає бурхливо з виділенням вуглекислого газу.

Розпізнати кальцит і арагоніт можна, прокип'ятивши порошок цих мінералів в пробірці з розчином азотнокислого кобальту (реакція Мейгена). Арагоніт при цьому швидко забарвлюється в ліловий колір, а кальцит лише при тривалому кип'ятінні набуває синювато-зеленого кольору.

Походження: переважно екзогенне, рідше - гідротермальне. В умовах гіпергенезу виникає як продукт вивітрювання деяких сульфідних жил. Більше відомий як відклад в джерелах гарячих

мінеральних вод. В екзогенних умовах арагоніт поступово переходить в кальцит, що є однією з причин його незначного поширення в природі.

Використання і родовища: арагонітові перлини (жемчуг) використовуються як прикраси; суцільні маси можна використовувати як і кальцит. Арагоніт відомий на Закарпатті і в Криму в порожнинах ефузивних порід; в Чехії (гарячі джерела Карлових Вар).

МАГНЕЗИТ $MgCO_3$. Склад: MgO - 47,6; CO_2 - 52,6%. Містить домішки $FeCO_3$, при збільшенні останнього переходить в сидерит.

Сингонія тригональна. Утворює ромбодричні кристали, але частіше дає натічні та суцільнозерністі маси.

Колір сніжно-білий ("аморфний магнезит"), жовтуватий та сірий. Блиск скляний. Спайність досконала. Твердість 3,5-4,5; густина 2,9-3,1. З соляною кислотою на холоді не скипає, лише з гарячою.

Походження: гідротермальне; метасоматичне внаслідок інфільтрації магнезіальних розчинів у вапняки; такі розчини виникають при вивітрюванні або гідротермальній переробці зміювиків.

Застосування: магнезит використовується для виробництва вогнетривких будівельних матеріалів, в футеровці доменних печей. Добувають магнезитову сировину на Уралі в Свердловській та Челябінській областях; в Чехії та в Китаї.

ДОЛОМІТ ($CaCO_3 \cdot MgCO_3$). Склад: CaO - 30,4; MgO - 21,7; CO_2 - 47,9%; містить домішки Fe , Mn та інших елементів.

Сингонія тригональна. Кристали ромбодричної форми, частіше утворює щільні та землісті маси.

Колір білий, часто з жовтуватим відтінком. Блиск скляний або перламутровий. Спайність досконала по ромбодру. Твердість 3,5-4, густина 2,8-2,9. Отже, за фізичними властивостями доломіт близький до кальциту і магнезиту; взагалі, доломіт можна вважати членом ізоморфного ряду, крайніми членами якого є кальцит і магнезит. В HCl повільно розчиняється, але в порошок і при нагріванні скипає бурхливо.

Походження: метасоматичне, аналогічно магнезиту; осадове - доломіт осаджується на ранніх етапах формування сольових товщ і переважно залягає в базальних верствах цих відкладів; гідротермальне - в незначних кількостях в мезотермальних жилах.

Застосування: доломіт - важлива агроруда, використовується у вигляді доломітової муки для хімічної меліорації кислих і удобрення піщаних ґрунтів; сировина для виробництва вогнетривких матеріалів і для хімічної промисловості, металургії. Родовища доломіту відомі в Донецькій та Луганській областях, у Придністров'ї; в Росії - в Підмосков'ї.

СИДЕРИТ (залізний шпат) (FeCO_3). Склад: FeO -62,1; CO_2 - 37,9%. Містить домішки MgCO_3 , з яким утворює ізоморфні суміші.

Сингонія тригональна. Кристали у вигляді сплюснених ромбоєдрів та скаленоедрів, частіше у вигляді суцільних зернистих та кулястих мас.

Колір сірувато-жовтий, бурий. Блиск скляний, спайність досконала по ромбоєдру. Твердість 3,5-4,5; густина 3,9-4,0. З соляною кислотою на холоді розчиняється повільно, без скипання, а з нагрітою скипає бурхливо.

Походження: гідротермальне, дрібнозернисті кристали заповнюють рудні жили разом з сульфідами та оксидами заліза; екзогенне, утворюється як продукт метасоматозу у вапнякових породах і глинах.

Застосування і родовища: сидерит використовується як залізна руда. Найбагатші родовища знаходяться на Уралі (Бакаєвське та Алпатьєвське), в Альпах, в Шотландії та ін.

МАЛАХІТ ($\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$). Склад: CuO -71,9; CO_2 - 19,9; H_2O -8,2%.

Моноклінна сингонія. Кристали рідкісні, видовжені, голчасті і волокнисті; звичайними є натічні тонкозернисті агрегати, суцільні дрібнозернисті виділення в порожнинах порід.

Колір яскраво-зелений з відтінками від темно- до світлозеленого, часто смугастість в цих відтінках. Блиск скляний. Спайність в агрегатах непомітна, але в окремих кристалічних індивідуумах спостерігається досконала. З соляною кислотою взаємодіє на холоді бурхливо.

Походження екзогенне, виникає в корі вивітрювання різних мідних мінералів. Використовується як красивий декоративний матеріал, для виготовлення зеленої фарби. Значні родовища малахіту разом з азуридом були відомі на Уралі, які сьогодні є виробленими; незначні поклади малахіту виявлено в Казахстані.

АЗУРИТ ($2\text{CuCO}_3 \cdot \text{Cu}(\text{OH})_2$). Склад: CuO -69,2; CO_2 -25,6; H_2O - 5,2%.

Сингонія моноклінна. Кристали короткостовпчаті, табличаті, ромбоєдричноподібні, табличасті; виділення переважно дрібнозернисті; характерні також землісті та суцільні маси.

Колір темно-синій до блакитного. Блиск скляний. Спайність досконала. Твердість 3,5-4; густина 3,7-3,3. З соляною кислотою скипає бурхливо, як і малахіт.

Походження аналогічне малахіту, разом з яким завжди утворюється сумісно. Використовується як матеріал для спеціальної фарби, як мідна руда разом з малахітом.

ГРУПА СОДОВИХ МІНЕРАЛІВ. Це карбонати натрію різного ступеню гідратованості, поширені в ґрунтах і в знижених елементах ландшафтів з засоленими ґрунтами. Серед них відомі

термонатрит $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$, сода (натрит) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$, трона $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, гейлюссит (натрокальцит) $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Всі вони розчинні у воді, бурхливо взаємодіють з HCl ; утворюються в деяких озерах з солоною водою та в солончакових ґрунтах, при цьому вони виділяються у вигляді білуватої кірочки або нальоту на поверхні ґрунту, не вкритого рослинністю.

СОДА (натрит) ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$). Склад: Na_2O - 21,7; CO_2 - 15,4; H_2O - 62,9%.

Моноклінна сингонія. Утворюється у вигляді порошистих нальотів на поверхні висохлих грудочок ґрунту, а також суцільними масами.

Колір білий, сірий, жовтуватий; часто безколірний. Блиск скляний. Спайність досконала. Твердість 1-1,5. Густина 1,42-1,47. Легко розчинний у воді, проте при тривалому висушуванні на сонці втрачає воду і переходить у більш стійкий термонатрит.

Походження осадове, випадає із лужних розчинів солонцюватих ґрунтів та солончаків, а також на дні деяких озер в умовах аридного клімату. Такі озера відомі в Західному Сибіру та в Казахстані. На Україні сода утворюється на поверхні заплавлених ґрунтів Лівобережної низовини та в лиманах річок, в озері Саки. Використовують соду для виробництва пральних засобів та у виробництві скла.

ТРОНА ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Склад: Na_2CO_3 -46,9; NaHCO_3 -37,1, H_2O -16,0%.

Моноклінна сингонія. Кристалики табличаті, волокнисті і мало характерні, частіше утворює кірки, нальоти, масивні утворення.

Колір білий, з жовтуватим відтінком, безбарвний; блиск скляний, спайність досконала в одному напрямку. Твердість 2,5; густина 2,14-2,20. Розчинна у воді, дає сильно лужну реакцію.

Походження, поширення і застосування: все, як у соди; значні поклади трони відомі в США (формація Грін-Рівер).

Сульфати

Солі сірчаної кислоти менш поширені у природі, ніж карбонати, проте серед них є дуже важливі породо- та ґрунтоутворюючі мінерали, а також важливі в народногосподарському відношенні мінерали.

Сульфати характеризуються переважно світлими кольорами, невисокою густиною та твердістю. За походженням вони є переважно екзогенними, бо сульфат-йон утворюється в екзогенних умовах внаслідок окислення сірчистих сполук (які є переважно ендегенними утвореннями) і є досить рухливим аніоном, завдяки чому легко вимивається з кори вивітрювання в озерні та морські

басейни.

ГПС ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Хімічний склад: CaO -32,5; SO_3 -20,9; H_2O -20,9%.

Сингонія моноклінна. Кристали табличасті, тичкуваті та інших форм, зібрані в друзи; характерні утворення зернистих мармуровидних мас. Гіпс утворює двояки (мал.52) та друзи (гіпсові троянди). Відміни гіпсу: волокниста (селеніт), тонкозерниста зневоднена (алебастр).

Колір білий, інколи водянопрозорий, від домішок брудно-сірий, червонуватий. Блиск скляний, перламутровий, у волокнистих відмін - шовковистий. Спайність цілком досконала. Твердість 2 (легко дряпається нігтем на площинах спайності, проте в напрямку, перпендикулярному цим площинам, твердість дещо зростає). Густина 2,2-2,3. В кислотах розчиняється слабо.

Походження: осадове, значні товщі гіпсу утворюються внаслідок деградації і висихання морських басейнів, лагун та солоних озер; шляхом вивітрювання сірчистих мінералів; внаслідок гідратації ангідриту.

Застосування: як сировина для виробництва будівельних матеріалів; для гіпсування солонцюватих ґрунтів; для виготовлення скульптурних форм та інших потреб.

Родовища: на Україні (Донбас, Прикарпаття, Чернівецька обл. Львівська обл.), в Росії (Поволжя, Приуралля), Казахстан та ін.

АНГІДРИТ (CaSO_4). Склад: CaO -41,2; SO_3 -58,8%; домішки Sr, Ba.

Сингонія ромбічна. Кристали призматичного і товстотабличастого виду зустрічаються порівняно рідко, частіше поширені щільні зернисті агрегати.

Колір білий, сірий, червонуватий, голубуватий. Блиск скляний, перламутровий. Спайність цілком досконала. Твердість 3-3,5; густина 2,8-3,0. Крихкий.

Походження: осадове, аналогічно гіпсу, випадає при висиханні солоних басейнів після гіпсу, при зростанні в розчинах концентрацій інших добре розчинних солей (хлоридів Na, K, Mg); внаслідок дегідrataції гіпсу в умовах неглибокого метаморфізму осадових товщ.

Застосування: те ж, що для гіпсу. В межах України значних покладів ангідриту не виявлено, потужні поклади відомі в Росії, Німеччині, Польщі.

БАРИТ (важкий шпат) (BaSO_4). Склад: BaO -65,5; SO_3 - 34,3%.

Сингонія ромбічна. Кристали табличасті та короткопризматичні, частіше суцільні зернисті маси.

Колір білий, іноді безколірний; від домішок рожевий, червонуватий, сірий, бурий; порошок бариту має сніжно-білий колір і може слугувати "еталоном білизни". Блиск скляний,

перламутровий; спайність досконала в двох напрямках. Твердість 2,5-3; густина 4,3-4,6.

Походження: осадове, зустрічається в глинистих товщах у вигляді конкрецій; гідротермальне, його знаходять в рудних жилах; внаслідок вивітрювання ендегенних баритовмісних мінералів.

Використання і родовища: сировина для виробництва солей барію; виготовлення білих фарб; у виробництві білого паперу; в гірничій справі барит використовують для цементації свердловин у рихлих породах. Барит гідротермального походження знаходять на Закарпатті, в Донбасі, у Прикарпатті та Придністров'ї. Значні поклади бариту знаходяться в Німеччині, Англії, Румунії та в інших країнах.

МІРАБІЛІТ (глауберит) $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$. Склад: Na_2O -19,3; SO_3 -24,8; H_2O - 55,9%.

Сингонія моноклінна. Кристали мають витягнутий і короткостовпчатий вигляд; землісті і солеподібні маси, нальоти і кірки.

Кристалики мірабіліту безбарвні, прозорі, суцільні маси білі з жовтуватим відтінком. Блиск скляний. Спайність досконала в одному напрямку. Твердість 1,5-2, крихкий. Густина 1,48-1,50. На смак гірко-солонуватий. Добре розчинний у воді.

Походження: осадове, утворюється з насичених водних розчинів пересихаючих озер, лагун, із ґрунтових розчинів. Значні маси мірабіліту утворювалися на узбережжі унікального солеродного басейну - затоки Кара-Богаз-Гол в Туркменії до перекриття протоки, що з'єднувала басейн з Каспійським морем. Незначні родовища мірабіліту є в Україні (Прикарпаття, Сиваш). Використовується мірабіліт у виробництві скла і соди, в очищеному виді - в фармацевтиці.

ТЕНАРДИТ (Na_2SO_4). Склад: Na_2O -43,7; SO_3 -56,3%.

Сингонія ромбічна. Кристали мало поширені, дипірамідальних і пластинчатих форм, частіше утворюються зернисті маси, кірки, цвілеподібні утворення на поверхні землістих грудок.

Колір білий, від домішок жовтуватий, бурий. Блиск скляний, зрідка матовий. Спайність недосконала. Твердість 2-3; густина 2,7. На повітрі при достатній вологості повітря спучується, перетворюючись в мірабіліт. Смак солонуватий.

Походження: осадове, утворюється в тих же умовах, що й мірабіліт, однак тенардит випадає при більш високих температурах, ніж мірабіліт. Так, із концентрованих розчинів, що містять хлориди й сульфати, мірабіліт випадає при 14-15°C і нижче, а тенардит осідає при більш високій температурі.

Значення, родовища: тотожно з мірабілітом.

КІЗЕРИТ ($\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Склад: MgO -29,0; SO_3 - 58, H_2O - 13%.

Сингонія моноклінна. Кристали рідкісні, здебільшого суцільні

зернисті маси.

Колір білий, жовтуватий, брудно-сірий, часто безбарвний. Блиск скляний, при вологій атмосфері блиск зникає. Спайність середня. Твердість 3-3,5; густина 2,57. Смак гіркий. Від інших сульфатів подібного виду (тенардит, мірабіліт, каїніт тощо) кізерит можна відрізнити, змочивши його водою; після цього він твердне аналогічно алебастру.

Походження: осадове, випадає із багатокomпонентних сольових розчинів на останніх стадіях розвитку осадової товщі, тому він завжди зустрічається з іншими водорозчинними сульфатами.

Використовується як сировина для виробництва сольових препаратів в різних галузях народного господарства. Добувають в родовищах солей (Україна - Калуш, Стебник, оз. Саки, Сиваш).

КАЇНІТ ($KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$). Склад: K_2O - 18,9; MgO - 16,1; SO_3 -32,1; Cl -14,3; H_2O -21,8%.

Сингонія моноклінна. Кристали рідкісні, товстотабличасті та призматичного виду, звичайно у вигляді суцільних зернистих мас та друз. Колір білий, грязно-сірий, м'ясо-червоний, також безбарвний.

Спайність середня, помітна лише в кристалічних індивідуумах. Твердість 2,5-3; густина 2,1-2,2. У воді розчинний, смак гіркувато-солоний.

Походження; застосування, родовища: аналогічний іншим водорозчинним сульфатам. Використовують як цінне магнезіальнокалійне добриво; сировина для галургії. Добувають на Україні (Калуш, Стебник), в Німеччині (Штассфурт - одне з найбільших у світі родовищ).

ПОЛІГАЛІТ ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$). Склад: K_2O -15,6; MgO -6,7; CaO -18,6; SO_3 -53,1; H_2O -6,0%.

Сингонія триклінна. Кристали рідкісні, табличасті, звичайними є щільні зернисті маси, жилкуваті утворення.

Колір білий, жовтуватий, м'ясо-червоний, рожевий. Блиск скляний, на зломі жирний. Спайність досконала в одному напрямку. Твердість 2,5-3; густина 2,72-2,78. У воді розчиняється поступово, спершу з виділенням драглистого осаду сульфату кальцію, який розчиняється у надлишку води.

Походження: осадове, зустрічається разом з іншими подібними відкладами в товщах кам'яної солі.

Застосування: цінна калійна безхлорна агроруда. Родовища: на Україні в Прикарпатті (Калуш, Стебник); Німеччина (найкрупніше в Штассфурті).

ЛАНГБЕЙНІТ ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4$). Склад: K_2O -22,6; MgO -19,7; SO_3 -57,1%, домішки Fe_2O_3 , Mn , Ca , Na , Cl .

Сингонія кубічна. Кристали у вигляді тетраєдрів, короткостовпчасті, найчастіше - зерна неправильної форми, щільні

маси.

Колір сірий, сірувато-білий, рожевий, фіолетовий, рідше безбарвний. Блиск скляний, на зломі жирний. Спайність відсутня. Тв. 3,5-4; густина 2,76-2,82. При ковзаючому ударі молотком чи кайлом по лангбейнітовій породі виникають голубувато-зелені іскри. Порошок лангбейніту при посипанні його на розжарену електроплитку зумовлює зеленувате свічення (термолюмінесценція).

Походження: осадове, утворюється разом з каїнітом, галітом, полігалітом, утворюючи каїніт-полігаліт-лангбейнітову руду.

Значення, родовища: лангбейніт - головний мінерал соляних товщ в Прикарпатті, тут він утворює значні поклади в Стебницькому родовищі. Каїніт-лангбейнітова порода цього родовища є сировиною для виробництва калійно-магнезійних добрив.

Інші сульфатні сполуки

Сульфатний аніон утворює ряд інших цікавих сполук, серед яких заслуговують уваги *купороси* й *галуни*.

До *купоросів* належать гідратні сполуки міді, заліза та інших металів. Вони малопоширені, бо здебільшого добре розчинні у воді. Утворюються в екзогенних умовах, переважно як продукти вивітрювання сульфідів.

ХАЛЬКАНТИТ ($\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$).

Триклінна сингонія. Колір світло-голубий до синього; спайність недосконала. Твердість 2-2,5, крихкий; густина 1-2,2.

ЕПСОМІТ ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$).

Ромбічна сингонія; колір білий, безбарвний, блиск скляний. Спайність цілком досконала. Твердість 2-2,5; густина 1,7. Смак гіркий. Утворюється осадовим шляхом разом з іншими водорозчинними сульфатами, а також внаслідок гідратації кізериту, його можна знайти в сольових вицвітах біля озера Саки у Криму. Осадові шари епсоміту відомі в солекопальнях Стебника і Калуша на Прикарпатті.

До *галунів* (рос. квасци) належать сполуки алюмосульфатні з лужними й лужноземельними металами, в різній мірі гідратовані. Утворюються переважно в процесі вивітрювання сірковмісних сполук: сірчана кислота, що вивільняється при цьому, взаємодіє з сполуками алюмінію. Найважливішим з галунів є калініт.

КАЛІНІТ (калієвий галун) ($\text{KAl}(\text{SO}_4)_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$).

Сингонія кубічна. Форми виділення переважно тонкозернисті, землісті, кірки та вицвіти. Колір білий або безбарвний, блиск скляний. Спайність недосконала. Твердість 2-2,5; густина 1,76. На смак терпкий, в'язучий, солодкуватий ("металевий" присмак). Використовують галуни для дублення шкіри, а також для лікувальних цілей (зокрема, при шлункових захворюваннях).

Фосфати

Мінерали цього класу мало поширені в природі, що впливає з незначної величини масового кларка фосфору в земній корі (0,1). Ортофосфат-йони, що є головним елементом структури фосфатів, виникають в магматичних умовах (апатит); в екзогенних умовах вони нагромаджуються внаслідок мінералізації рослинних і тваринних решток, що містять фосфор у складі білкових речовин.

Нижче розглянуто лише кілька важливих мінералів, що являють практичний інтерес як агрономічні руди та специфічні ґрунтові мінерали.

АПАТИТ ($\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$). Склад: CaO -54-55; P_2O_5 -41,7; $\text{F}, \text{Cl}, \text{OH}$ (загалом) - 3,5-4%.

Наведена формула є узагальненою, оскільки в природі зустрічаються відміни з хлором, фтором і гідроксилем (відміни фтор-, хлор, гідроксил-апатиту). Можливі ізоморфні домішки стронцію, рідкісних земель, іттрію, марганцю та інших металів. Можливі також ізоморфні заміщення аніонів $[\text{PO}_4]^{3-}$ на $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{SO}_4]^{2-}$, $[\text{AsO}_4]^{5-}$, $[\text{CO}_3]^{2-}$.

Сингонія гексагональна. Кристали призматичного виду, а також зернисті маси, друзи; в осадових відкладах апатитова речовина утворюється у вигляді конкрецій, сферичних стяжін, коломорфних мас і цементуючого матеріалу. Апатитову речовину таких форм називають фосфоритами Це радше осадова порода, аніж мінеральний вид.

Колір здебільшого голубувато-сірий, сіро-зеленуватий, бурий; гідро-ксилapatит безбарвний. Блиск на гранях скляний, на зломі жирний. Спайність недосконала впоперек видовження. Твердість 5-6, густина 3,2. Розчиняється в сірчаній кислоті з виділенням сірчаноокислого кальцію.

Походження: магматичне, значна кількість апатиту кристалізується з лужних магм середнього складу; пневматолітичне (дуже рідко).

ФОСФОРИТ - апатитова речовина осадового походження. Фосфорити слід розглядати як осадові породи, оскільки апатитова речовина тут переважно в суміші з частками піску, глини, гіпсу, глауконіту тощо. У складі фосфоритів апатитова речовина буває в формі хлор-, фтор- та гідроксилapatиту, подеколи з значною домішкою карбонат-апатиту $\text{Ca}_5[\text{PO}_4, \text{CO}_3]_3(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$

В сильних кислотах апатитова речовина розчиняється. При терті двох шматків фосфориту відчувається запах смаленого пір'я.

Походження: осадове, біогенне, можливо, утворюється з відмерлих решток організмів у морському середовищі.

Використання: апатит і фосфорит - найважливіша сировина для виробництва фосфорних сполук, зокрема, фосфорних добрив.

Родовища: Росія (найпотужніше у світі родовище апатиту на Кольському півострові, в Забайкаллі), Швеція; родовища фосфоритів

на Україні: фосфоритоносні відклади знаходяться в межах Дніпровсько-Донецької западини та на Поділлі; відомі давні розробки фосфоритів в с. Незвисько на Івано-Франківщині. Останнім часом розвідані промислові запаси фосфоритів у Рівненській області. Значні запаси фосфоритів відомі в Середній Азії (хребет Кара-Тау), в Сирії, Північній Африці (Алжир, Туніс, Марокко та ін.).

ВІВІАНІТ ($\text{Fe}_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Склад: FeO-43,0; P_2O_5 -28,3; H_2O -28,7%.

Сингонія моноклінна. Кристали призматичні, голчасті, радіальнопроменисті агрегати, також землисті і пороховаті маси; інколи псевдоморфози по скам'янілостях, виповнює черепашки.

Колір синій до темно-синього; неокислені форми безколірні і прозорі. Блиск скляний. Спайність цілком досконала. Твердість 2-3, густина 2,7. В міцних кислотах розчиняється.

Походження: осадове, утворюється в торфових товщах, у порожнинах черепашок, в кістках тварин. Використовується для виробництва фарби; як корисний компонент використовується разом з торфом у виробництві компостів.

З менш поширених мінералів цієї групи варті уваги бірюза, варисцит та вавеліт.

БІРЮЗА ($\text{Cu}(\text{Al,Fe})_6(\text{OH})_8[\text{PO}_4]_4 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$). Алюміній може бути частково або повністю заміщений залізом. Сингонія триклінна. Кристалізується переважно у вигляді щільних прихованокристалічних мас, кірок, прожилків. Кристали рідкісні, короткопризматичні. Колір блакитний, зеленувато-сірий, зелений. Блиск матовий, восковий. Спайність досконала. Твердість 5-6. Густина 2,6-3,2. В HCl розчиняється слабо.

Походження екзогенне: утворюється внаслідок вивітрювання ефузивних вулканічних порід в умовах семиаридного, клімату. З давніх часів бірюза користувалася попитом як красивий коштовний камінь. Поширена в Середній Азії, в Ірані, Таджикистані, Афганістані та інших країнах.

ВАРИСЦИТ ($\text{Al}[\text{PO}_4] \cdot 2\text{H}_2\text{O}$). Сингонія ромбічна, кристалізується зрідка у вигляді дрібних короткостовпчастих, голчастих кристаликів, частіше у формі кулястих, натічних агрегатів, коломорфних натьоків. Колір жовтуватого-, голубуватозеленого-, безколірного; блиск жирний; напівпрозорий в кристалах. Твердість 4-5; густина 2,4-2,6. В кислотах слабозчинний.

Походження: екзогенне, вторинний мінерал в зоні вивітрювання порід, багатих глиноземом і фосфатами; зрідка присутній в конгломератах як цемент; ймовірно, в ґрунтах, багатих фосфатами, присутні сполуки, аналогічні варисциту та вавеліту.

ВАВЕЛІТ ($\text{Al}_3(\text{OH})_3[\text{PO}_4]_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$). Ромбічна сингонія. Утворюється у формі сферичних радіально-променистих агрегатів, нальоту на каменях. Колір білий, жовтуватий, зелений, коричневий.

Блиск скляний, риска біла. Спайність середня. Твердість 3-4, густина 2,3-2,4. В HCl розчиняється. Утворюється як вторинний мінерал в зоні вивітрювання фосфоритів, пісковиків, та в жилах, що містять інші фосфатні мінерали.

Нітрати

Названі сполуки є солями азотної кислоти, вони здавна відомі як селітри.

ЧИЛІЙСЬКА СЕЛІТРА (нітратин) (NaNO_3). Склад: Na- 27; NO_3 - 73%.

Сингонія тригональна. Кристали ромбоedrничної форми, нагадують кальцит, переважно дрібні; нальоти та вицвіти.

Колір білий, брудносірий, жовтуватий; блиск скляний. Спайність досконала. Твердість 1,5-2; густина 2,2-2,3. Легко розчиняється у воді, смак гіркуватий, охолоджуючий. Гігроскопічний, на повітрі легко розпливається.

Походження: екзогенне, утворюється внаслідок біохімічної переробки органічних решток, зокрема пташиних екскрементів в умовах посушливого клімату. Таким чином сформувалися всесвітньовідомі поклади селітри в Чилі (відкриті в 1818 р.). Можливе утворення селітри внаслідок мінералізації органічних решток, багатих азотом, в специфічних умовах вивітрювання багатих натрієм гірських порід.

Практичне значення: в Чилі селітру з родовищ очищають і використовують як нітратну сировину. В інших країнах значних покладів не виявлено і промислового видобутку не провадять,

КАЛІЙСТА СЕЛІТРА (KNO_3). Склад: K- 38,6; NO_3 - 61,4%.

Сингонія ромбічна. Кристали рідкісні у вигляді голчастих агрегатів, частіше утворює кірки, вицвіти, нальоти.

Колір білий, безколірний; блиск скляний. Спайність досконала. Тв. 2, густина 2,09-2,14. Добре розчинний у воді, але не гігроскопічний.

Походження осадове, біогенне. Зустрічається в деяких специфічних ґрунтах (на дні вапнякових печер), як вицвіти на камінні, на стінах та ін.

Використання: в недалекому минулому в посушливих країнах (Єгипет, Персія, Аравія, Іспанія) досить інтенсивно видобувалася з деяких ґрунтів для виробництва пороху; за відсутності родовищ зараз промислових розробок не провадять; штучна калійна селітра є чудовим мінеральним добривом.

Органічні сполуки

Природні органічні кислоти, реагуючи з мінеральною речовиною, утворюють різноманітні сполуки. До таких належать

також продукти трансформації нафтових речовин в осадових товщах - парафіни, смоли тощо.

ВЕВЕЛІТ (ювеліт, увеліт) ($\text{CaC}_2\text{O}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$). Склад: CaO-38,4; CO_2 -49,3; H_2O - 12,3%.

Сингонія моноклінна. Кристали добре оформлені, але переважно дрібні (1-5 мм), ізометричні і табличасті; характерні також серцевидні двояки.

Кристали безбарвні або білі, жовтуваті до бурого забарвлення. Блиск скляний. Твердість 2,2; густина 2,23-2,25. У воді розчинність незначна, в кислих розчинах значно зростає.

Походження: екзогенне, продукт вивітрювання бурого і кам'яного вугілля. Утворюється також в поверхневих шарах лісових ґрунтів при розкладанні дубового листа (мал.53). Подібні за складом і внутрішньою будовою до вевеліту речовини утворюються також в клітинах листків та в нирках людини (т.зв."оксалатні камені").

Вевеліт представляє певний інтерес як специфічний ґрунтовий мінерал.

БУРШТИН (янтар, сукциніт) ($\text{C}_{10}\text{H}_{16}\text{O}$). Склад: С – 79,0; Н – 11,0; О – 10,0%. Загальнопоширена назва мінералу, ймовірно, походить від слова gintaras чи dzintars з мови прибалтійських народів.

Аморфний. Утворює суцільні маси у вигляді крапель, натьоків.

Колір жовтий, буро-жовтий різних відтінків, інколи білуватий від вмісту повітряних пухирців. Блиск жирний, восковидний. Прозорий або напівпрозорий. Поверхня зламу раковиста. Твердість 2-2,5; густина 1,05-1,12. При нагріванні стає м'якшим. Горить кіптявим полум'ям, виділяючи характерний запах. Розчинний в бензолі та сірковуглеці.

Походження: викопна закам'яніла смола хвойних дерев, що росли в палеогені й неогені. В крупних зразках бурштину знаходять різноманітні включення комах, дрібних тваринок, листя дерев тощо.

Бурштин є досить цінним ювелірним матеріалом. Його використовують також для виробництва спеціального радіотехнічного лаку, медичних препаратів, янтарної кислоти тощо. Родовища бурштину відомі в Прибалтиці, де його добувають з незапам'ятних часів з морських піщаних відкладів. На Україні родовище цього мінералу виявлене в Ровенській області; окремі шматки янтарю знайдені в товщі мергельних глин палеогенового віку в околицях Києва.

З інших органічних сполук варті уваги меліт, фіхтеліт, парафін.

МЕЛІТ- алюмінієва сіль медової кислоти ($\text{Al}_2\text{C}_{12}\text{O}_{12} \cdot 18\text{H}_2\text{O}$), зустрічається як вторинний продукт в пластах бурого вугілля. Розчинний в кислотах і лугах. Колір медово-жовтий до бурого.

ФІХТЕЛІТ (від німецької назви ялини - Fichte) ($\text{C}_{18}\text{H}_{32}$). Кристалізується в моноклінній сингонії; безколірний або

жовтуватий, блиск скляний сильний.

Фіхтеліт знаходять на стовбурах хвойних дерев, що поховані у торфових товщах.

ПАРАФІН (C_nH_{2n+2}). Моноклінна сингонія. Тонкокристалічна речовина. Безбарвний до білого (при наявності пухирців газу); густина 0,87-0,94. При нагріванні м'якне, при 50-60°C плавиться. Розчиняється в органічних розчинниках. Парафін є складовою частиною озокериту. Завдяки великій теплоємності використовується в лікувальній справі.

Поклади парафіну пов'язані з нафтоносними родовищами. На Україні значні поклади озокериту відомі в Бориславі Львівської області.

Силікати

Силікати - найпоширеніші мінерали земної кори: вони складають понад 90% її маси. Серед мінералів ґрунту вони також є переважаючими; особливо значну роль тут відіграють так звані глинисті мінерали, бо вони в значній мірі зумовлюють такі важливі властивості ґрунту, як вбирну здатність, набухання, липучість тощо. Крім того, останні мають важливе народногосподарське значення - їх використовують як технологічну сировину.

За внутрішньою будовою і хімічним складом силікати є найскладнішими мінералами. Раніше їх розглядали як солі гіпотетичних (тобто таких, що не існують у природі) кремнієвих кислот - ортокремнієвої; метакремнієвих, алюмокремнієвих тощо. Лише після розробки структурних методів дослідження мінералів, в основі яких є використання рентгенівського проміння, вчені змогли створити сучасну теорію структури й класифікацію силікатних мінералів. Великий вклад у справу їх вивчення внесли В. і Л. Брегги (Англія), Е. Шібольд (Німеччина), Л. Паулінг (США), В. Вернадський, Б. Белов (СРСР) та інші.

Успішне вивчення цього численного класу мінералів, їх класифікація можливі лише на основі знання їх внутрішньої будови. Для розуміння основних засад теорій будови силікатів достатньо знань в галузі загальної хімії. Розуміння ж основних положень теорії будови силікатів дає можливість майбутнім спеціалістам краще зрозуміти процеси перетворення мінеральних речовин в ґрунтових товщах, оскільки такі перетворення йдуть переважно за участю силікатних мінералів.

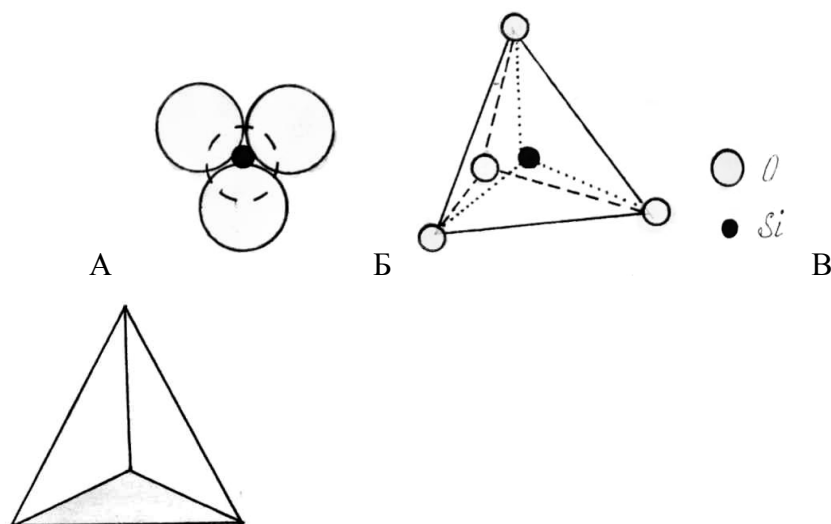
Особливості внутрішньої будови силікатів.

Силікатами називають мінерали, що містять кремній як головний структуроутворюючий елемент. Разом з киснем цей елемент складає найбільшу частину маси земної кори. Відомо, що за поширеністю в земній корі кремній після кисню є найпоширенішим

елементом (кларк кисню складає 46,5, а кремнію - 27), разом вони займають майже 75% маси земної кори.

Завдяки хімічним особливостям кисню й кремнію йони цих елементів взаємодіють з утворенням дуже міцних зв'язків. Саме така здатність йонів кремнію утворювати дуже міцні зв'язки з йонами кисню і лежить в основі внутрішньої будови силікатних мінералів. Міцність зв'язків зумовлена особливостями будови зовнішніх електронних оболонок кремнію й кисню та співвідношеннями їх йонних радіусів. У кисню цей радіус сягає $1,3\text{Å}$, а кремнію - $0,39\text{Å}$.

Структурними дослідженнями встановлено, що названі два хімічні елементи в природі взаємодіють так, що кожний атом кремнію щільно оточений чотирма атомами кисню, разом вони утворюють щільну упаковку. Якщо в такій упаковці умовно сполучити центри атомів кисню лініями, одержимо геометричну фігуру - тетраедр, в центрі якої розміщується атом кремнію (мал. 47). Такий кремнекисневий тетраедр умовно позначають формулою SiO_4 , а в складі загальної формули силікатних мінералів беруть його в квадратні дужки $[\text{SiO}_4]^{4-}$.



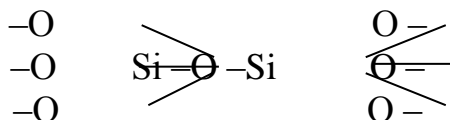
Мал.47. Будова кремнекисневого тетраедра та різні способи його зображення:

А – модель щільної упаковки; Б – розріджена модель; В – поліедрична модель

Оскільки кремній компенсує лише чотири від'ємних валентності з восьми, що належать кисневій групі у складі тетраедра, то загальний заряд останнього становитиме мінус чотири. Для зручності будемо надалі користуватися схематичним зображенням кремнекисневого тетраедра у вигляді поліедра (мал.43в). Зазначимо при цьому, що всі наведені тут схеми є чисто умовними, вони полегшують розуміння просторового розташування структуроутворюючих елементів в мінералах.

Отже, кремнекисневі тетраедри є найголовнішими

структурними елементами, з яких побудовані всі силікатні мінерали. Характерною особливістю цих тетраедрів є їх здатність сполучатися між собою, утворюючи різноманітні угруповання. Сполучення відбувається через йони кисню, що розташовуються по вершинах уявного тетраедра. Отже, кожна вершина може стати спільною для сусіднього тетраедра. Якщо зобразити кремнекисневі тетраедри у вигляді розріджених моделей, то два сполучених між собою тетраедри мають вигляд:



Сучасна класифікація силікатів враховує спосіб сполучення кремнекисневих тетраедрів. У зв'язку з цим виділяють декілька структурних типів силікатів, з яких перелічимо і розглянемо лише найголовніші.

Острівний тип - кремнекисневі тетраедри, або ж групи із здвоєних, строєних, зчетверених, зшестерених тетраедрів виступають як ізольовані структурні одиниці. До цього типу належать мінерали класу ортосилікатів - групи олівіну, циркону, гранати, а також більш складної будови – епідот, каламін, берил та інші.

Ланцюжковий тип - кремнекисневі тетраедри сполучені з сусідніми тетраедрами двома вершинами, утворюючи неперервні ланцюжки; таку будову мають піроксени.

Стрічковий тип - аналогічний попередньому, при цьому два ланцюжки сполучені вершинами тетраедрів, внаслідок чого утворюється неперервна стрічка; мінерали з такою структурою складають групу амфіболів.

Шаруватий (листовий) тип - кожний кремнекисневий тетраедр з'єднаний з сусідніми тетраедрами трьома вершинами, утворюючи плоску двомірну сітку, а четверта є вільною і зумовлює негативний заряд цієї сітки. До цього структурного типу належить численний ряд мінералів класу шаруватих силікатів, зокрема слюд, глинистих мінералів тощо.

Каркасний тип - кожний кремнекисневий тетраедр всіма чотирма вершинами зв'язаний з іншими тетраедрами з утворенням об'ємного тривимірного каркасу. Каркасну структуру мають мінерали вільного кремнезему (кварц) і найбільш поширені в земній корі польові шпати

Катіонний ізоморфізм в силікатних структурах.

Для силікатних структур дуже характерний катіонний ізоморфізм, який, як зазначалося раніше, полягає у взаємозаміні одних елементів іншими, якщо вони співрозмірні за йонними розмірами.

Розрізняють ізовалентний і гетеровалентний ізоморфізм. У випадку ізовалентного ізоморфізму атоми одного хімічного елементу можуть частково заміщуватися атомами іншого елемента такої ж валентності. Наприклад, у польових шпатах частина йонів Ca^{2+} заміщується йонами Ba^{2+} ; в інших випадках йони Na^+ заміщуються йонами K^+ , а ті, у свою чергу, йонами цезію, рубідію тощо.

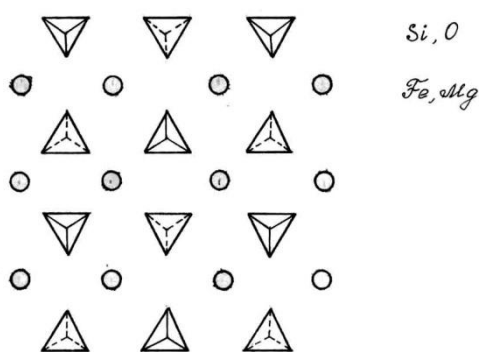
При гетеровалентному ізоморфізмі відбувається заміна йонів різної валентності, причому електронейтральність структур забезпечується входженням у них різновалентних йонів. Наприклад, якщо має місце заміщення кремнію алюмінієм (а в силікатних структурах воно найбільш характерне), то здебільшого воно супроводжується входженням у структуру додаткових йонів Na^+ або K^+ . Можлива також групова заміна йонів, наприклад, $\text{Na}^+\text{Si}^{4+} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+}\text{Al}^{3+}$. Сума зарядів, як бачимо, в цьому випадку залишається сталою.

Якщо ступінь ізоморфного заміщення в структурах перевищує 20-25%, це зумовлює значні зміни у властивостях мінералів, а, отже, і появу нового мінерального виду. Саме цим і пояснюється значне різноманіття мінеральних видів класу силікатів.

Острівні силікати

За давніми уявленнями, острівні силікати є солями ортокремнієвих кислот, зокрема, ортокремнієвої кислоти H_4SiO_4 , тому раніше вони носили назву ортосилікатів; почасти ця назва залишилася й понині.

В основі структури цих мінералів лежать окремі, не зв'язані між собою, кремнекисневі тетраедри, негативний заряд яких компенсується катіонами металів (мал.48).



Мал. 48. Будова мінералів групи олівіну

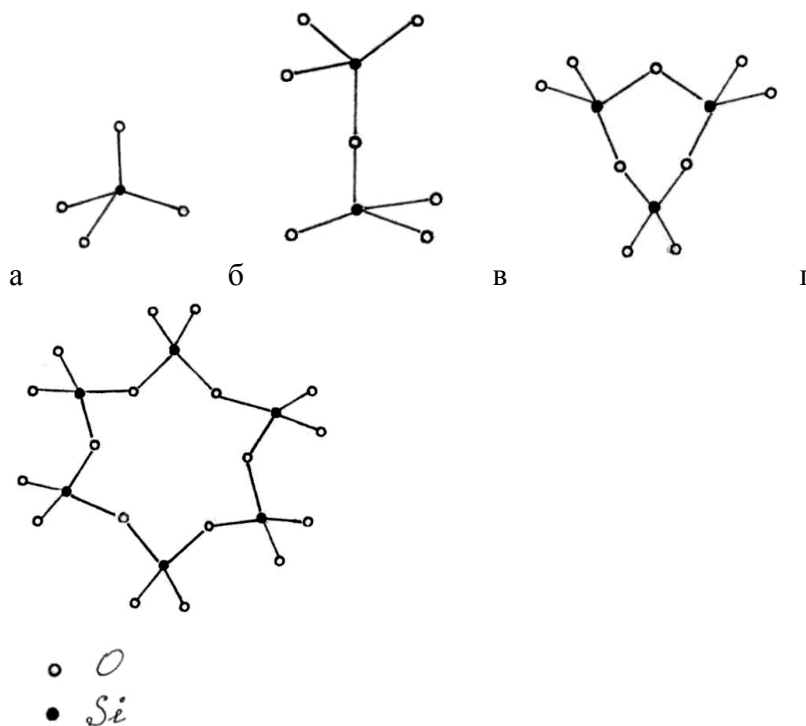
В окремих випадках структури складені здвоєними кремнекисневими тетраедрами (кожна пара тетраедрів сполучена між собою через спільну вершину, в якій знаходиться атом кисню), а між ними розташовані катіони металів; так побудовані диортосилікати (топаз, епідот). Можливі також конструкції з кілець сполучених між собою шести кремнекисневих тетраедрів (мал. 49),

як це характерно для берилу.

Найпростішою уявляється структура мінералів групи олівіну та циркону.

Олівін (Mg, Fe) $_2[SiO_4]$ можна розглядати як мінерал змінного складу - від істотно магнезійного $Mg_2[SiO_4]$ (форстериту) до залізного $Fe_2[SiO_4]$ (фаяліту). Отже, названі тут три мінерали складають ізоморфний ряд, головним і найбільш поширеним членом якого є олівін.

Кристали олівіну ромбічної сингонії, мають короткостовпчастий вид, частіше утворюють, зернисті маси; в масі магматичних порід кристали дрібні, безформні. Колір мінералів олівінової групи темно-зелений, темно-жовтий, із збільшенням вмісту заліза інтенсивність забарвлення зростає. Прозорі кристали зеленого кольору відомі під назвою хризоліту, вони є дорогоцінним камінням. Блиск скляний. Спайність недосконала, зрідка середня. Твердість: у фаяліту - 6-6,5, у форстериту - 7, густина відповідно 4,0-4,3 і 3,2. В міцних кислотах розкладаються, вивільнюючи драглистий осад кремнезему.



Мал. 49. Схеми розташування йонів кисню і кремнію в структурах окремих груп острівних силікатів: а – ізольовані кремнекисневі тетраедри; б – здвоєні тетраедри; б-г – кільцеві сполучення кремнекисневих тетраедрів

Утворення, застосування, поширення. Походження магматичне, кристалізуються на ранніх стадіях еволюції магматичних осередків. Олівін характерний переважно для магматичних порід, збіднених кремнеземом (основні та ультраосновні породи). В екзогенних умовах, особливо в ґрунтових товщах, олівінові мінерали легко руйнуються з утворенням оксидів заліза; в глибших шарах земної

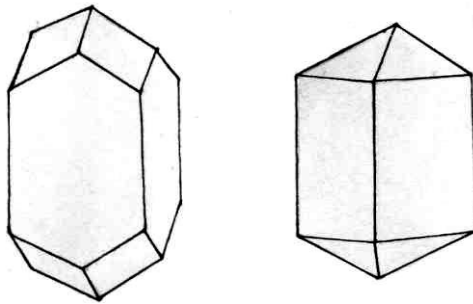
кори ці мінерали і породи, що містять їх, перетворюються в змійовики і талькові метаморфічні породи. Багаті магнієм породи, що містять олівінові мінерали, можуть використовуватися як сировина для виробництва вогнетривів.

Циркон $Zr[SiO_4]$. Завдяки ізоморфним заміщенням містить домішки гафнію (до 20-25%), іттрію (до 18-20%), ніобію, урану, торію (останній, при повному заміщенні цирконію, утворює власний мінерал торит $Th[SiO_4]$ з якого добувають радіоактивний торій).

Сингонія тетрагональна; кристали добре оформлені, переважно комбінаційних форм (тетрагональна призма й дипіраміда I і II роду), рідше у вигляді дипірамід (мал.46). Колір оранжевий, жовтобурий, коричнюватий, червоनावий тощо. Відміни густо-червоного прозорого циркону відомі як гіацинт, непрозора напіваморфна відміна - малакон. Блиск сильний скляний або алмазний, рідше жирний. Спайність недосконала, зрідка середня. Твердість 7-8, густина 4,68-4,70. Стійкий до дії сильних мінеральних кислот, тому накопичується в продуктах вивітрювання.

Походження магматичне, зустрічається в незначній кількості в кислих магматичних породах, зокрема в гранітах. Рідше виникає в умовах пегматитоутворення.

Циркон – дуже термостійкий мінерал і, окрім того, в породах присутній в добре огранених формах (мал.50). З цього випливає, що циркон викристалізовується з магматичних мас раніше, ніж олівін та інші силікати.



Мал. 50. Кристали циркону

Циркон добувають переважно із розсипів та кори вивітрювання задля окису цирконію та металічного цирконію, які характеризуються надзвичайною термостійкістю і використовуються в атомній промисловості; добре огранені кристали слугують коштовним камінням. Циркон є також сировиною для вилучення рідкісноземельних елементів (гафнію, ніобію тощо), попит на які різко зростає у зв'язку з розвитком напівпровідникової промисловості. Родовища циркону відомі в межах Українського кристалічного щита (Житомирська, Вінницька області); значні родовища благородного циркону відомі в Бразилії, в Шрі-Ланці та на Мадагаскарі. Циркон також є досить поширеним акцесорним

мінералом в ґрунтах України, завдяки йому вміст окису циркону в них може сягати 0,3-0,5%.

Група Гранати. Це група мінералів дещо складнішої будови, ніж олівін та циркон. Загальну формулу гранатів можна зобразити у вигляді $(R_3^{2+} R_2^{3+})[SiO_4]_3$. Тут R^{2+} - катіони Fe^{2+} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Mn^{2+} , а R^{3+} - катіони Al^{3+} , Cr^{3+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} . Склад гранатів значно коливається завдяки катіонному ізоморфізму.

Кристалічна структура гранатів складена кремнекисневими тетраедрами, іони кисню яких з атомами алюмінію (рідше Fe^{3+} та Cr^{3+}) утворюють октаедри; у проміжках між ними знаходяться двовалентні катіони, що компенсують негативні заряди названих угруповань.

Хімічні формули гранатів досить близькі, їх неважко запам'ятати, розташувавши в такий ряд:

піроп – $Mg_3Al_2[SiO_4]_3$	уваровіт -
$Ca_3Cr_2[SiO_4]_3$	
альмандин - $Fe_3Al_2[SiO_4]_3$	гросуляр -
$Ca_3Al_2[SiO_4]_3$	
спессартин - $Mn_3Al_2[SiO_4]_3$	
андрадит - $Ca_3Fe_2[SiO_4]_3$	

Всі гранати кристалізуються в кубічній сингонії і утворюють добре огранені кристали у формі ромбододекаедрів, тетрагонтриоктаедрів та їх комбінацій, нерідко утворюють також зернисті маси. Кольори різноманітні, при наявності заліза переважно темно-червоні, чорні; уваровіт, гросуляр мають зелені кольори, такі відміни інколи називають демантоїдом. Піроп здебільшого характеризується насиченим червоним кольором. Блиск скляний. Спайність відсутня, зрідка - недосконала. Твердість 6,5-7,5; густина 3,5-4,2, збільшується при зростанні вмісту заліза.

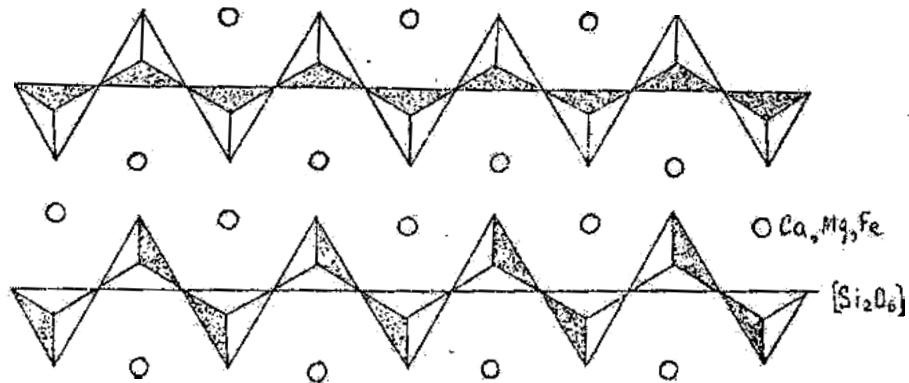
Походження: переважно метаморфічне, рідше магматичне (піроп, альмандин).

Використання, поширення: гранати - досить поширені породоутворюючі мінерали сланцюватих порід та скарнів, гнейсів. Добре огранені кристали гранатів, переважно альмандину та андрадиту, часто зустрічаються в ґрунтах України, материнські породи яких підстилаються корою вивітрювання кристалічних порід. Добре огранені кристали гарного забарвлення (червоного та зеленого) є ювелірною сировиною. Родовища ювелірних гранатів відомі в Чехії, Південній Африці, на Уралі, в Якутії. На Україні добре огранені кристали альмандину буро-червоних відтінків можна знайти в межах вулканічного масиву (Вігорлат-Гутинська гряда) в Закарпатті (околиці м. Перечин).

Ланцюжкові силікати

Структура цих силікатів утворена неперервними ланцюжками

тетраедрів, сполучених між собою двома вершинами (мал. 51). Інші дві вершини кожного з цих тетраедрів вільні й зумовлюють негативний заряд ланцюжків, який урівноважується металічними катіонами, розташованими поміж ланцюжками. При такому способі сполучення тетраедрів можна вичленувати формульні "радикали": $[\text{SiO}_3]^{2-}$, $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$, $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$.



Мал.51. Будова піроксенового ланцюжка

Сили зчеплення між паралельно розташованими ланцюжками тетраедрів слабкіші, аніж усередині самого ланцюжка, тому в мінералах названої структури проявляється добре помітна спайність; форма кристалів зумовлена їх внутрішньою будовою, вона переважно витягнута до голчастої, зрідка короткопризматична.

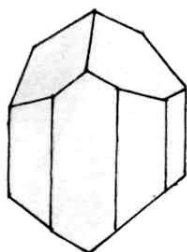
Ланцюжкові силікати - важливі породоутворюючі мінерали, відомі під узагальнюючою назвою піроксени. Останні поділяються на ромбічні та моноклінні (за належністю до відповідних сингоній).

Ромбічні піроксени простіші за хімічним складом, вони утворюють ізоморфний ряд, крайніми членами якого є - **енстатит** $\text{Mg}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$ і залістий **гіперстен** $\text{Fe}_2[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Кристали енстатиту й гіперстену коротко призматичні, зрідка табличасті.

Забарвлення ромбічних піроксенів змінюється від світло-сірого, жовтуватого, зеленуватого до темно-зеленого, темно-коричневого, коричнево-зеленого у гіперстену; залізовмісні піроксени мають більш темне забарвлення. Блиск скляний. Спайність середня в двох напрямках, які перетинаються під кутом близько 90° . Твердість 5-6, густина енстатиту 3,1-3,1, гіперстену 3,3-3,5. Походження ромбічних піроксенів переважно магматичне, дуже рідко - метаморфічне.

Зустрічаються вони в складі основних магматичних порід.



Моноклінні піроксени більш поширені, ніж ромбічні, і складніші за хімізмом. З цього ряду розглянемо діопсид та авгіт.

Діопсид $\text{CaMg}[\text{Si}_2\text{O}_6]$ Частина магнію заміщена залізом, а при повному заміщенні маємо мінеральний вид геденбергіт $\text{CaFe}[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

Нерідко діопсид містить значну кількість (до 7%) окису хрому та до 2,5% окису ванадію

Авгіт $\text{Ca}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})[\text{Si}, \text{Al}]\text{O}_6$. Як бачимо, в структурі авгіту (мал. 52) розвинений катіонний ізоморфізм, внаслідок цього у складі авгіту містяться домішки Mo , Mn , Zn , Cu , Cr та багато інших т.зв. "мікроелементів".

Кристали моноклінних піроксенів слабо розвинені, утворюються найчастіше у вигляді суцільних і зернистих агрегатів, окремих вкраплеників у складі кристалічних порід.

Колір діопсиду пляшково-зелений, сіро-зелений, зрідка безбарвний, домішки заліза зумовлюють темно-зелений колір. Авгіт має переважно темно-зелений до чорного колір, забарвлення тут також залежить від вмісту заліза. Блиск скляний. Спайність середня і досконала, поверхня зламу раковиста, нерівна. Твердість піроксенів 5-6, густина змінюється від 3,27-3,40 у діопсиду, до 3,2-3,6 у авгіту. До вивітрювання моноклінні піроксени (також, як і ромбічні), нестійкі і досить легко руйнуються з утворенням вторинних мінералів або й зовсім зникають, проте в ґрунтах і підґрунті (особливо в лесових суглинках) авгіт входить до складу дрібнопіщаних і пилуватих фракцій.

Походження моноклінних піроксенів ендегенне. Діопсид утворюється кристалізацією магматичних мас, а також при метаморфізмі вапнякових порід внаслідок метасоматозу. Авгіт утворюється магматичним шляхом і характерний для порід, що збіднені кремнекислотою.

Практичного використання згадувані тут мінерали не мають, за винятком прозорого зеленого діопсиду, який є ювелірним каменем.

Стрічкові силікати

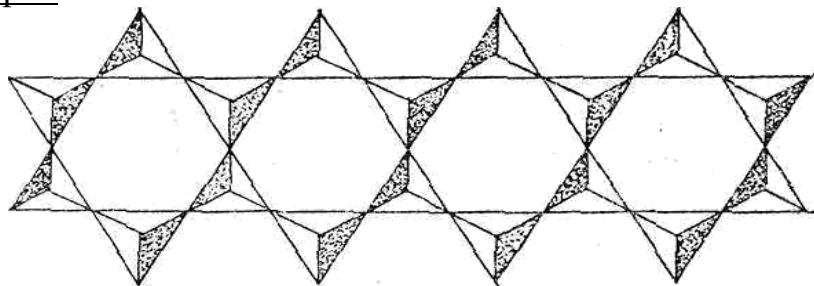
Структура цих мінералів уявляється у вигляді здвоєних ланцюжків, що утворюють стрічку (мал. 53). Кремнекисневі тетраедри сполучаються по чергово двома та трьома вершинами; тут можна вичленувати згадуваний раніше структурний "радикал" $[\text{Si}_4\text{O}_{11}]^{6-}$. Надлишковий негативний заряд такої стрічки, як і у випадку з піроксенами, компенсують катіони металів різної валентності, найчастіше Fe^{2+} , Mg^{2+} , рідше Al^{3+} . Завдяки розвиненому катіонному ізоморфізмові кремній в тетраедрах заміщується на Al^{3+} , а надлишковий заряд, що виникає при цьому, врівноважується іонами кальцію, натрію та іншими.

Як і у випадку з піроксенами, між стрічками зв'язок слабіший, ніж усередині їх, тому у мінералів даної групи спостерігається середня або досконала спайність, загалом краща, ніж у піроксенів, по двох напрямках, що перетинаються під кутом 124° .

До стрічкових належить численна група породотворних силікатів з узагальнюючою назвою "амфіболи", серед яких найбільш

характерними і важливими є актиноліт і рогова обманка.

Актиноліт $\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe})_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$. Актиноліт можна розглядати як різновид тремоліту $\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{OH})_2[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2$, в складі якого частина атомів магнію заміщена залізом. Сингонія моноклінна. Кристали видовжені, голчасті, досить характерні променисті та волокнисті агрегати, відомі як азбести. Щільна відміна актиноліту відома як нефрит.



Мал. 53 – Будова амфіболової стрічки.

Колір зелений різних відтінків; блиск скляний; спайність цілком досконала. Твердість 5,5-6; густина 3,1-3,3.

Походження метаморфічне, контактово-метасоматичне.

Породоутворюючий мінерал кристалічних сланців, подеколи утворює суцільні маси під назвою актинолітові сланці. Нефрит - красивий декоративний камінь, родовища якого відомі в Сибіру (Саяни) та в Китаї.

Рогова обманка $\text{Ca}_2\text{Na}(\text{Mg,Fe})_4(\text{Fe,Al})(\text{OH})_2[(\text{Si,Al})_4\text{O}_{11}]_2$. Склад несталій, можливі ізоморфні заміщення як серед катіонів металів, так і кремнію на алюміній в стрічках; термін "рогова обманка" є збірним для кількох мінеральних різновидів. Зокрема, натрієвий різновид має назву арфведсоніт.

Сингонія моноклінна. Кристали рогової обманки переважно коротко-призматичні, зрідка голчасті та волокнисті.

Колір зелений з відтінками від сірих до чорних при наявності значного вмісту заліза (зокрема, у базальтичної рогової обманки). Блиск скляний, шовковистий. Спайність середня; твердість 5,5-6; густина 3,3-3,1. До вивітрювання нестійкий, змінюється з утворенням хлоритів та інших вторинних мінералів.

Походження магматичне, рідше - метаморфічне. Рогова обманка - поширений мінерал у складі багатьох магматичних та метаморфічних порід, а також осадових порід, зокрема лесових суглинків та ґрунтів, що утворюються на них. У складі цього мінералу значну роль відіграють ізоморфні домішки металів - мікроелементів: міді, цинку, молібдену та ін. Внаслідок вивітрювання амфіболів ці мікроелементи переходять в ґрунтовий розчин і можуть засвоюватися рослинами, яким вони дуже потрібні.

Каркасні силікати

Каркасна структура утворюється шляхом сполучення кожного кремнекисневого тетраедра з чотирма іншими тетраедрами (мал. 54). В такому випадку кожен йон кисню належить двом сусіднім кремнекисневим тетраедрам. Зважаючи на те, що хімічний зв'язок між йонами кремнію і кисню дуже міцний, можна очікувати, що

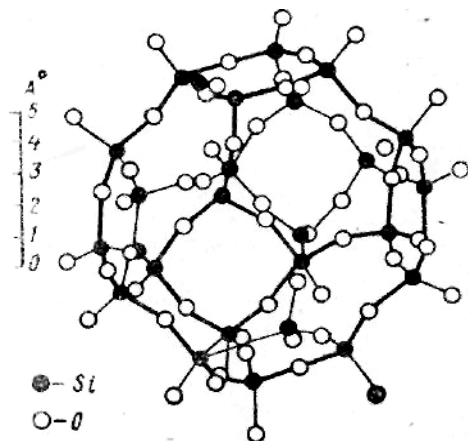


Рис. 54 – Будова каркасних силікатів

структури каркасного типу повинні відрізнятися значною міцністю. Це підтверджується на прикладі кварцу, що має каркасну будову. Справді, цей мінерал відрізняється досить значною механічною міцністю, високою твердістю та хімічною стійкістю.

Найбільш поширеними у природі каркасними силікатами є польові шпати і фельдшпатоїди. Від кварцу вони відрізняються тим, що частина йонів кремнію в каркасі заміщена йонами алюмінію. Така заміна зумовлює появу некомпенсованого негативного заряду, і нейтралізують цей заряд одно- чи двовалентні катіони (за винятком магнію), які розташовуються в комірках каркасу.

Формули польових шпатів і фельдшпатоїдів можна вивести з формули кремнезему, розмірковуючи слідуючим чином.

Уявімо, що силікатна магматична маса зазнає кристалізації. Якщо в такій масі наявний надлишковий кремнезем, а металеві катіони вже зв'язані в певні сполуки, то можливе утворення кварцу (вважають, що кварц кристалізується останнім у складі мінералів магматичних порід). Якщо ж у магмі присутній алюміній та інші метали, алюміній неодмінно буде заміщувати частину йонів кремнію в кремнекисневих тетраедрах, тобто матиме місце катіонний метаморфізм за схемою: $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{K}^+$, $\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+} + \text{Na}^+$. При цьому максимально заміщується 50%, оптимально – 25% кремнію на алюміній. Сказане можна ілюструвати на прикладі чотирьох асоційованих молекул кремнезему: $[\text{Si}_4\text{O}_8]^0 + \text{Al}^{3+} \rightarrow [\text{AlSi}_3\text{O}_8]^-$. В цій схемі показано, що один атом кремнію заміщується атомом алюмінію, тому новоутворена асоціація є негативно зарядженою. Надлишковий негативний заряд нейтралізується катіонами калію, натрію чи іншими йонами металів. Залежно від природи катіонів маємо: $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ - ортоклаз, мікроклін; $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ - альбіт. При максимальному ізоморфізмі маємо (схематично): $[\text{Si}_4\text{O}_8]^0 + 2\text{Al}^{3+} \rightarrow [\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]^{2-}$. Компенсація негативного заряду відбувається двовалентними катіонами: $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ - анортит, $\text{Ba}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ - гіалофан (відомий також як цельзіан).

Наведені мінеральні види складають групу польових шпатів. Серед них можна виділити калієві - ортоклаз, мікроклін, санідин, адуляр; натрієві - альбіт, кальцієві - анортит, барієві - гіалофан.

Для польових шпатів дуже характерним є утворення ізоморфних сумішей. Наприклад, молекули ортоклазу й альбіту утворюють ряд мінералів із змінною кількістю кожної із цих складових молекул, що можна ілюструвати на прикладі анортклазу $-(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$. Альбіт і анортит також утворюють ізоморфні суміші, які об'єднують під загальною назвою "плагіоклази", ба більше - альбіт і анортит в природі відомі виключно в ізоморфних сумішах, а "ідеальні" формули цих мінералів є лише формальними. Співвідношення молекул альбіту й анортиту дуже мінливі, що впливає на фізичні та кристалохімічні властивості плагіоклазів.

Видатний кристалограф Є.С.Федоров (1853-1919) запропонував розглядати плагіоклази як члени ізоморфного ряду "альбіт - анортит". Кожен член цього ряду позначається номером, який відповідає процентному вмісту в ньому анортитової молекули. Сказане можна подати у вигляді таблиці.

Мінерали	Склад	Вміст молекул (номер плаг
Альбіт (Ab)	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	0-10
Олігоклаз	Ізоморфні суміші альбіту й анортиту	10-30
Андезин		30-50
Лабрадор		50-70
Бітовніт		70-90
Анортит (An)	$\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$	90-100

У складі плагіоклазів вміст кремнезему SiO_2 знижується від альбіту до анортиту, а частка основ (кальцію) в цьому ж напрямі зростає. У зв'язку з цим плагіоклази поділяють на "кислі" (багаті на кремнекислоту SiO_2) - альбіт, олігоклаз, "середні" - андезин, лабрадор, та "основні" - бітовніт та анортит. Згадані вище польові шпати - найпоширеніші в земній корі мінерали. Наведемо їх коротку характеристику.

Ортоклаз $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ кристалізується в моноклінній сингонії, спайність добре помітна в двох напрямках (площини спайності перетинаються майже під прямим кутом, звідси й назва - "той, що прямо розколюється"). Вміст K_2O сягає 16,9%, а Na_2O інколи сягає 8-9%. Колір світло-сірий, частіше світло-рожевий до м'ясо-червоного, тому гранітні породи, що містять до 45-50% зерен цього мінералу, мають гарний декоративний вигляд. Блиск на гранях скляний. Густина 2,5-2,65. Твердість 6 (у таблиці Мооса є еталоном твердості).

Мікроклін $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ кристалізується в триклінній сингонії. За фізичними властивостями є аналогом ортоклазу.

Ортоклаз і мікроклін утворюються переважно магматичним шляхом і є головними складовими гранітів, гранодіоритів, багатьох метаморфічних порід. Мікроклін в пегматитових утвореннях зустрічається у вигляді зеленої відміни, яку називають амазонітом.

Альбіт $\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ кристалізується, як і всі інші плагіоклази, у триклінній сингонії. Колір білий, звідки й назва ("альбус" - білий). Вміст натрію (Na_2O) сягає 11,5-11,8%, а K_2O - до 1%. Утворюється магматичним шляхом і входить переважно до кислих лужних порід - гранітів, гранодіоритів та пегматитів разом з калієвими польовими шпатами.

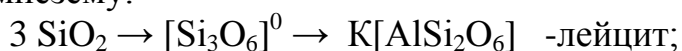
Анортит $\text{Ca}[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_8]$ також здебільшого білий, рідше сірий різних відтінків, прозорий; блиск скляний на площинах спайності, а на поверхні розлому зернистих агрегатів - жирний. Спайність середня, рідше досконала.

Лабрадор - середній плагіоклаз із вмістом 30-50% альбіту й 50-70% анортиту. Колір переважно сірий до темно-сірого, а у складі порід групи габро інколи має майже чорний колір. Характерна т.зв. іризація - гра кольорів голубуватих і зелених забарвлень, що пояснюють інтерференцією світлових променів на площинах спайності кристалів. Входить до складу багатьох середніх і основних магматичних порід - габро, норитів, діоритів, а в лабрадоритах його вміст сягає 95-98%. Завдяки іризації лабрадорити використовують як декоративний облицювальний камінь. Твердість плагіоклазів 6-6,5; густина зростає від альбіту (2,60-2,65) до анортиту (2,74-2,76).

Польові шпати в корі вивітрювання є нестійкими мінералами і поступово руйнуються з утворенням глинистих мінералів, а в умовах тропічного гумідного клімату повністю розкладаються з утворенням оксидів алюмінію (т.зв. бокситизація). В ґрунтах помірної зони вони в незначній кількості складають т.зв. "первинні мінерали", серед яких переважають калієві польові шпати, бо плагіоклази швидше руйнуються.

Калієві польові шпати в деяких ґрунтах є джерелом калійного живлення для рослин, але в піщаних ґрунтах, що значно поширені в зоні Полісся і на деяких терасах річкових долин, цих мінералів дуже мало або вони зовсім відсутні. Для покращення калійного живлення рослин доцільно в такі ґрунти вносити дрібно розмелені гранітні породи (їх чимало накопичується на каменедробильних підприємствах Житомирщини, Вінниччини, Хмельницької області та ін.).

Фельдшпати. Це "родичі" польових шпатів за типом структури, але містять порівняно з останніми менше кремнезему. Представниками фельдшпатидів є лейцит і нефелін. Формули цих мінералів можна вивести з меншої кількості асоційованих молекул кремнезему:



$2 \text{SiO}_2 \rightarrow [\text{Si}_2\text{O}_4]^0 \rightarrow \text{Na}[\text{AlSiO}_4]$ - нефелін. Природні зразки нефеліну завжди містять ізоморфні домішки молекул $\text{K}[\text{AlSiO}_4]$ у співвідношенні 3:1, тому його склад правильніше зображати так: $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$.

Лейцит - $\text{K}[\text{AlSi}_2\text{O}_6]$ кристалізується в тетрагональній сингонії, хоча кристалики виглядають як тетрагон-триоктаедри кубічної сингонії (раніше лейцит відносили до "псевдокубічної" сингонії). Це пояснюється тим, що тетрагональний лейцит є псевдоморфозою по кубічній модифікації структури того ж хімічного складу. Справді, при нагріванні кристалів лейциту при 620°C вони переходять в кубічну модифікацію, яку називають α - лейцитом, а тетрагональну - β -лейцитом.

Кольори переважно білі, сірі, зрідка прозорі, блиск на гранях скляний злам раковистий. Містить до 21,5% K_2O з домішками натрію, рубідію, цезію. Твердість 5,5-6; густина 2,45-2,50. Походження магматичне, трапляється у складі вулканічних порід в межах Кавказу, Італії (Везувій) та ін. Завдяки високому вмісту калію його раніше використовували як калійну сировину.

Нефелін $\text{Na}_3\text{K}[\text{AlSiO}_4]_4$ кристалізується у формі комбінації призми й дипіраміди гексагональної сингонії. Колір сірий, сірувато-білий з жовтуватими, м'ясо-червонястими відтінками, часто безбарвний; блиск на гранях скляний, а в масивних скупченнях і на зломі жирний. Спайність відсутня. Твердість 5-6, густина 2,6.

Нефелін, як і лейцит, утворюється шляхом кристалізації магматичних мас, збіднених кремнеземом і збагачених на лужні елементи. В породах, що містять нефелін, неможлива присутність кварцу. Це пояснюється тим, що при наявності в магмі вільного кремнезему (SiO_2) нефелін переходить в ортоклаз або альбіт.

Магматичні породи, багаті нефеліном, (зокрема нефелінові сієніти, лужні пегматити тощо), поширені у Забайкаллі, на південно-східних відрогах Українського кристалічного щита (Приазовська височина). На Кольському півострові (Хібінський масив) нефелін зустрічається в суцільних масах з апатитом, утворюючи апатито – нефелінову руду, яка має промислове значення. З нього можна добувати алюміній, а також використовують як сировину для виробництва кераміки, соди.

Цеоліти. Крім польових шпатів і фельдшпатидів, до каркасних структур відносяться також мінерали групи цеолітів. Від нефеліну і лейциту відрізняються наявністю в структурі порожнин у вигляді каналців і трубочок. У цих порожнинах розташовуються крупні катіони і молекули води, що утримуються тут неміцними зв'язками, тому їх легко видалити без руйнування структури, якщо обробляти цеоліти певними розчинами або шляхом нагрівання. Вилучена з мінералів вода знову адсорбується ними без будь-яких структурних змін. Таку властивість цеолітів використовують для очистки води та

різних технологічних розчинів.

Серед багатьох видів цеолітів практичний інтерес представляють мінерали гейландит - $(Ca, Na_2, K_2)[AlSi_3O_8]_2 \cdot 5H_2O$;

морденіт - $(Ca, Na_2, K_2)[AlSi_5O_{12}]_2 \cdot 7H_2O$;

кліноптилоліт - $(Ca, Na_2, K_2)[AlSi_5O_{12}]_2 \cdot 8H_2O$. Останні два мінерали належать до одного ряду і відрізняються лише кількістю калію, кальцію і натрію. Зазначені в формулах катіони лужних і лужноземельних металів порівняно легко вилугуюються з мінеральної маси при взаємодії з розчинами, що містять інші катіони (водень, амоній, магній тощо).

Серед цеолітів практичне застосування знайшов кліноптилоліт як засіб для хімічної меліорації піщаних ґрунтів, в яких після внесення попередньо розмеленої породи покращується поживний і водний режим. Пояснюється це тим, що кліноптилоліт поглинає поживні елементи і вологу, утримує їх, а в період росту рослин віддає їх як поживні елементи. Влітку ж, в посушливий період, вода поступово вивільнюється з мінеральної маси і також використовується рослинами.

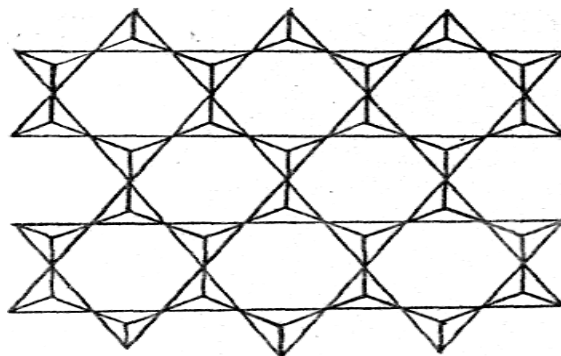
Цеоліти утворюються внаслідок вивітрювання вулканічного попелу, а також гідротермальним шляхом.

Потужне родовище кліноптилоліту виявлено в Закарпатті в межах вулканічної смуги Карпат. Деякі цеоліти виявлено в породах Українського кристалічного щита і в Криму. Значні поклади кліноптилоліту виявлено на Кавказі та Далекому Сході.

Шаруваті силікати

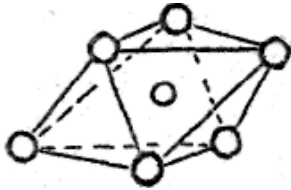
У будові силікатів цієї групи головну роль відіграють два структурних елементи - кремнекисневий тетраедр та металогідроксильний октаедр. Перші сполучаються трьома вершинами і утворюють двовимірну сітку (остання складається з великої кількості піроксенових ланцюжків, сполучених вершинами).

Як видно з мал. 55, у таких сітках, або листах, кремнекисневі тетраедри сполучені трьома вершинами, а вільна вершина зумовлює негативний заряд, який урівноважують, як і в попередніх випадках, катіони металів, що розташовуються між площинами паралельних сіток.



Мал. 55. Будова кремнекисневої сітки

При цьому металічні катіони (найчастіше зустрічаються Mg^{2+} та Al^{3+}) виявляються оточеними атомами кисню (спільних для кремнекисневих тетраедрів) та іонами гідроксилу. Якщо умовно сполучати центри іонів, що оточують кожний з катіонів металу, прямими відрізками, одержимо просторову фігуру октаедричного вигляду, в центрі якої й розміщений металічний катіон (мал. 56).



Мал. 56. Будова металогідроксильного октаедра

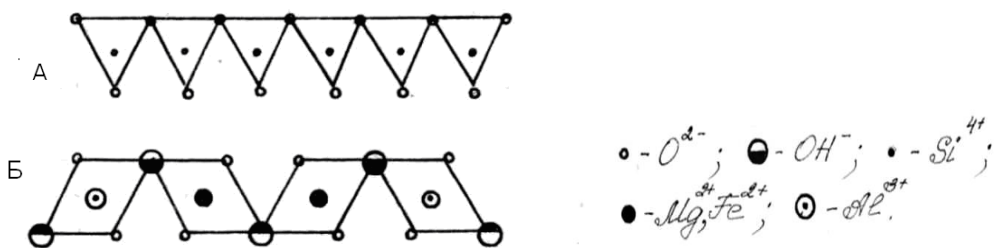
Назвемо таку конструкцію умовно алюмогідроксильний (або відповідно магнезійгідроксильний) октаедр. У шаруватих структурах металогідроксильні октаедри утворюють листовидні шари, а тому структуру шаруватих силікатів можна уявити собі як чергування тетраедричних та октаедричних сіток. Умовно кремнекисневі сітки будемо зображати у вигляді зубчастої

фігури, а шари металогідроксильних октаедрів - у вигляді сполучених вершинами ромбів, з умовою, що ми розглядаємо такі сітки в напрямку, паралельному нашаруванням сіток (мал. 57).

Листи (чи сітки) чергуються і утворюють пакети. Залежно від характеру чергування листів розрізняють дво-, три- і чотиришарові пакети. Структурними аніонними радикалами в таких пакетах є угруповання іонів кисню і кремнію, наприклад, $[Si_2O_5]^{2-}$ або $[Si_4O_{10}]^{4-}$.

Принагідно зауважимо, що всі шаруваті силікати кристалізуються в моноклінній сингонії.

У шаруватих силікатах значно розвинений катіонний ізоморфізм, при якому заміщення відбувається в тетраедричних і октаедричних шарах. У першому випадку вони йдуть переважно за схемою $[Si_4O_{10}]^{4-} \rightarrow [Si_3AlO_{10}]^{5-}$, тобто чверть атомів кремнію може бути заміщена атомами алюмінію. У другому випадку алюміній може бути заміщений атомами Fe^{2+} , Fe^{3+} , Cr^{3+} , Mn^{2+} , а Mg^{2+} , - атомами Fe^{2+} , Co^{2+} та іншими катіонами. Однак катіонний ізоморфізм розвивається не у всіх випадках, тому можна виділити два типи шаруватих структур: а) силікати без розвиненого ізоморфізму; б) силікати з розвиненими ізоморфними заміщеннями катіонів у тетраедричних та октаедричних шарах.



Мал. 57. Умовні зображення будови тетраедричного (А) та октаедричного

(Б) шарів у пакетах шаруватих силікатів

2.6.1. Силікати без ізоморфних заміщень у тетраедричних шарах.

У цій групі можливі розташування шарів у вигляді дво- і тришарових пакетів. У зв'язку з цим розрізняють двошарові та тришарові силікати.

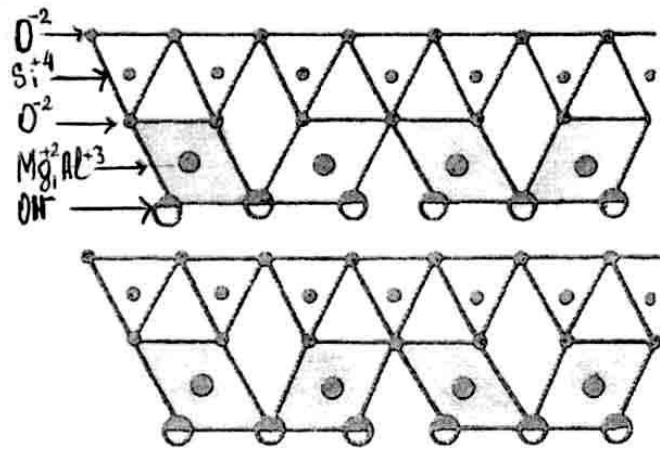
Двошарові силікати. Двошаровий пакет складається з тетраедричного листа і октаедричного шару. Відстань між однотипними шарами становить близько 7°A . Всередині октаедрів розміщуються катіони магнію або алюмінію. Відповідно до цього в природі зустрічаються такі представники двошарових силікатів: змійовик (серпентин) – $\text{Mg}_6(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ і каолінит – $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$.

У структурі двошарових силікатів зв'язок між сусідніми пакетами слабкий, оскільки забезпечується залишковими електростатичними силами Ван-дер-Ваальса, цим і пояснюються такі властивості вказаних силікатів, як волокниста (у хризотіл-азбесту, різновидності змійовика) та лускувата (у каолініту) будова, низька твердість (мал. 58).

Каолінит - $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}]$ - один з важливих мінералів земної кори, що входять до складу глинистих осадових порід і ґрунтів. Назва походить з китайського "Кау-лінг"(біла гора), тобто від назви місцевості, де добували з давніх часів каолін для виробництва знаменитого китайського фарфору. У суцільних масах каолінит здебільшого білий, від домішок оксидів заліза набуває жовтуватих, рожевих та червонястих відтінків; під мікроскопом при сильному збільшенні окремі лусочки безбарвні і мають перламутровий блиск. Спайність цілком досконала. Твердість 1 – 1,5; густина 2,6. При змішуванні з водою утворює пластичну масу з характерним "глинистим"запахом. При нагріванні до 1000°C переходить в інший агрегатний стан - муліт, який відрізняється значною твердістю й міцністю. Окремі кристалики (лусочки) каолініту мають дуже малі розміри, тому їх форму можна спостерігати лише в електронному мікроскопі при збільшенні в десятки тисяч разів. При цьому виявляється псевдогексагональна форма окремих кристаликів.

Структурними й хімічними аналогами каолініту є дикіт і накрит - досить рідкісні мінерали, які в суцільних масах важко відрізнити від каолініту; утворюються вони гідротермальним шляхом.

Близький до каолініту **галуазит** $\text{Al}_4(\text{OH})_8[\text{Si}_4\text{O}_{10}] \cdot 4\text{H}_2\text{O}$. Має вигляд трубочок, розмір яких не перевищує тисячної долі міліметра. Має аналогічну з каолінітом структуру, але між двошаровими пакетами розташовані молекули води, які при нагріванні мінералу при 200°C повністю видаляються із структури.



Мал. 58. Будова двошарових силікатів

Каолініт утворюється переважно в екзогенних умовах внаслідок вивітрювання інших силікатів, головним чином польових шпатів, слюд, амфіболів. В ґрунтових товщах каолініт також утворюється внаслідок вивітрювання, особливо в тих випадках, якщо ґрунтоутворний процес розвивається в межах кори вивітрювання кристалічних порід, але здебільшого каолініт успадкований ґрунтом з материнських порід, якими є леси або глинисті породи.

Каолініт використовується як сировина для виробництва різноманітної побутової та технічної кераміки, як наповнювач у виробництві паперу, тощо.

Родовища каолінітових глин поширені в межах Українського кристалічного щита (УКЩ) та в Приазов'ї.

Серпентин (змійовик) $Mg_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ структурно аналогічний каолініту, але відрізняється характером заповнення октаедричного шару: у каолініту алюміній займає лише $2/3$ октаедричних позицій, а в змійовику магнієм заповнені всі ці позиції. У першому випадку структури називають діоктаедричними, в другому - триоктаедричними. Те ж саме стосується і всіх інших шаруватих силікатів.

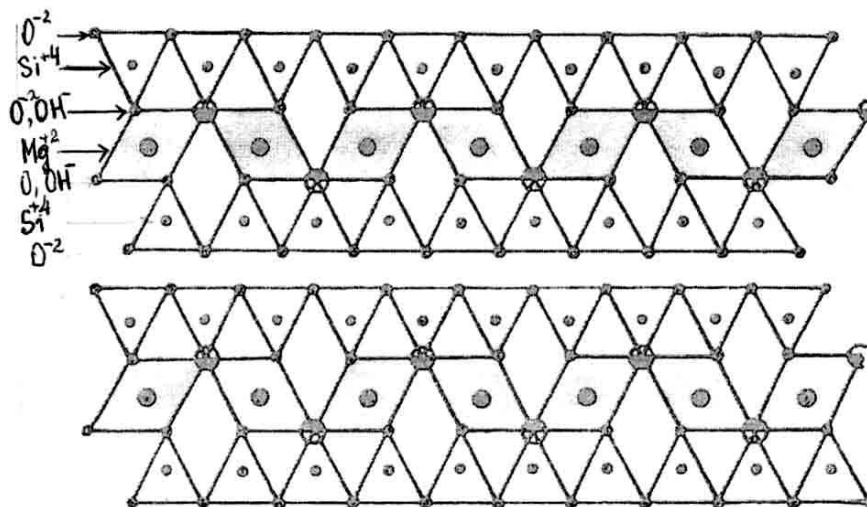
Серпентин утворюється, у вигляді заховано - кристалічних мас жовтуватого-зеленого кольору без видимих ознак спайності й кристалічності, твердістю 2,5-4, або у вигляді волокнистих і тонкожилкуватих форм, які називають хризотил-азбестом. Волокна м'які і пружні, на розрив досить міцні, стійкі до сильного нагріву. Завдяки цьому хризотил-азбест використовують для виробництва вогнетривких тканин і будівельних матеріалів.

Утворюється серпентин внаслідок перекристалізації олівінових порід (дунітів, перидотитів) під впливом гідротермальних вод, що вилучаються з магми, а також внаслідок метаморфізму на контакті доломітових і силікатних порід.

Тришарові силікати. В цих структурах пакети складені трьома шарами-сітками, октаедричний шар знаходиться між двома

тетраедричними (мал. 59).

Пакети утримуються силами Ван-дер-Ваальса, тому мінерали легко розщеплюються на пластинки та лусочки. Отже, шарувата структура цих мінералів зумовлює цілком досконалу спайність.



Мал. 59 Тальк

Як і серед двошарових, тут виділяють магнезіальні та алюмінієві різновиди: **тальк** – $Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}]$; **пірофіліт** – $Al_2(OH)_2[Si_4O_{10}]$. Обидва вони близькі за властивостями: мають переважно світлі кольори, низьку твердість, невисоку густину. Їх утворення пов'язане з гідротермальною переробкою багатих магнієм або алюмінієм магматичних та метаморфічних порід.

Тальк утворюється у вигляді лускуватих та листуватих форм, що нагадують слюди, частіше у вигляді суцільних мас. Листуваті утворення, на відміну від слюди, значно м'якші, не пружні, зеленуватих кольорів, у щільних масах тальк переважно білий, рідше рожевий, буруватий від домішок оксидів заліза; блиск жирний, перламутровий, спайність цілком досконала; твердість 1, густина 2,7-2,8. Мінеральна маса тальку легко розтирається в порошок, який на дотик жирний.

Тальк знаходить широке застосування як наповнювач у виробництві паперу, гумових виробів, у техніці як мастильний матеріал в деяких механізмах, у фармацевтиці.

Пірофіліт $Al_4(OH)_8[Si_4O_{10}]$ утворює пластинчасто-променисті агрегати і суцільні скупчення (останні відомі як агальматоліт). Колір білий, рідше зеленуватий, від домішок жовтуватий, рожевий, риска біла, блиск перламутровий, у щільних масах жирний. Твердість 1, густина 2,7-2,9. На дотик, як і тальк, жирний.

Застосовують пірофіліт як вогнетривкий матеріал у виробництві спеціальних горілок у прожекторних установках на морських маяках, як замітник тальку тощо.

Потужне родовище пірофіліту знаходиться на Житомирщині в межах Овруцького кряжу.

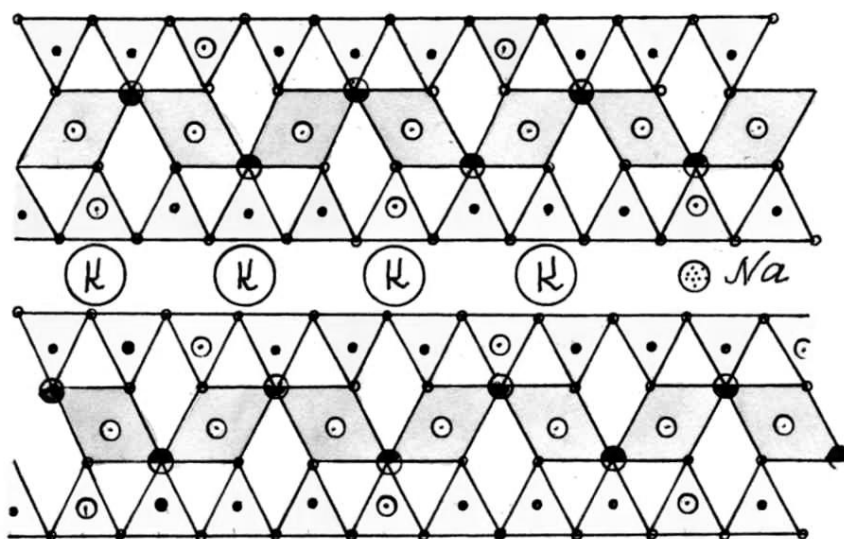
2.6.2. Шаруваті силікати з розвиненим катіонним ізоморфізмом.

Як уже згадувалося, в деяких шаруватих силікатах ізоморфні заміщення можливі як у тетраедричних листах, де кремній заміщується алюмінієм, так і в октаедричних шарах, де алюміній заміщується магнієм, залізом, або магній - залізом, хромом та іншими катіонами, що відрізняються від алюмінію валентністю та розмірами.

У випадку ізоморфної заміни в тетраедричних шарах структурний радикал має формулу $[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]^{5-}$. Отже, для урівноважування надлишкового від'ємного заряду потрібен катіон. Він розташовується між пакетами. В тих випадках, коли ізоморфні заміщення відбуваються в октаедричних шарах, також виникає негативний заряд, але згідно з законом Кулона, густина його на зовнішній стороні пакета менша, ніж у попередньому випадку. Така обставина помітно впливає на деякі властивості цих мінералів, зокрема на стабільність кристалічної решітки.

Залежно від характеру заповнення октаедричних позицій та міжпакетних проміжків шаруваті силікати цієї групи поділяють на кілька підгруп - слюди, гідрослюди, вермикуліти, монтморилоніти, хлорити. Розглянемо їх дещо детальніше.

Слюди. В мінералах цієї групи надлишковий негативний заряд, що виникає в тетраедричному шарі внаслідок ізоморфної заміни кремнію на алюміній, урівноважується одновалентними лужними катіонами – калієм, натрієм, рідше літієм, цезієм. Названі катіони розташовуються між пакетами, скріплюючи їх електростатичними силами (мал. 60). Звичайно, сила взаємодії притягання пакетів при цьому зростає незначно, тому мінерали групи слюд характеризуються добре розвинутою спайністю в напрямку, паралельному розташуванню пакетів.



Мал. 60. Будова тришарових з ізоморфізмом силікатів (мусковіту)

Представниками групи слюд є такі мінерали:

мусковіт – $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,
парагоніт – $\text{NaAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,
лепідоліт – $\text{K}(\text{Li},\text{Al})_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,
флогопіт – $\text{KMg}_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,
біотит – $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$,
лепідомелан – $\text{KFe}_3(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$.

Останні три представники слюд утворюють ізоморфний ряд, головними з яких за поширеністю в природі є біотит. Переважна більшість слюд утворюється магматичним шляхом і є складовою частиною більшості магматичних порід. Деяка частина слюд утворюється на пегматитовій стадії кристалізації магми. В таких випадках кристали слюд досягають великих розмірів і використовуються, особливо мусковіт та флогопіт, як цінний електроізоляційний матеріал.

Відповідно до наведених вище формул слюд октаедричні сітки, або ж шари, складені гідроксильними та кисневими йонами, що оточують катіони металів. Дані ж хімічних аналізів більшості зразків слюд свідчать про наявність в їх складі певної кількості фтору і хлору. До того ж структурними дослідженнями встановлено, що ці елементи, особливо фтор, відіграють ту ж роль, що й гідроксильні йони, тобто входять до складу октаедричного металогідроксильного комплексу. З цього випливає, що хімічний склад слюд необхідно зображати відповідною формулою, наприклад, для біотиту: $\text{K}(\text{Fe},\text{Mg})_2(\text{OH},\text{F})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$.

Мусковіт $\text{KAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$ - світла, в тонких листках - прозора слюда, зрідка забарвлена в зеленуваті відтінки, інколи бурувата; блиск перламутровий, завдяки цілком досконалій спайності легко розщеплюється на тоненькі прозорі листочки. Твердість 2-3, густина 2,7-3,1. У складі мусковіту, крім калію, присутній натрій, а при переважанні останнього утворюється парагоніт $\text{NaAl}_2(\text{OH})_2[\text{AlSi}_3\text{O}_{10}]$, який за властивостями дуже нагадує мусковіт.

Використовується мусковіт і парагоніт в електротехніці завдяки електроізоляційним властивостям і вогнетривкості. Мусковіт та його різновиди входять до складу переважної більшості магматичних, метаморфічних та пегматитових порід. У складі останніх і знаходять крупні кристали мусковіту разом з добре оформленими кристалами польових шпатів і кварцу. Відомі знахідки слюди розміром понад метр у поперечнику.

Родовища мусковіту, придатного для технічних потреб, поширені в Скандинавії, Індії; в Росії - на Уралі, в Забайкаллі, особливо в Карелії. В давнину пластини слюди використовували замість скла у вікнах, а оскільки слюду привозили з Росії московські

купці, то й назвали цей мінерал "московське скло" (Муска - давня назва Москви).

Біотит $K(Fe,Mg)_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$ - темноколірна до чорної слюда зі скляним блиском. Твердість 2-3, густина 3,02-3,40. За хімізмом досить мінливий, містить ізоморфні домішки Na, Ca, Co, Pb, Ba та ін. При збільшенні магнію переходить в флогопіт $KMg_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$, а зростання вмісту заліза призводить до утворення лепідомелану $KFe_3(OH,F)_2[AlSi_3O_{10}]$. Біотит входить до складу більшості магматичних і метаморфічних порід, а в корі вивітрювання трансформується у вермикуліт або в хлорити.

Крихкі слюди. Якщо в кремнекисневому шарі ізоморфно заміщується половина атомів кремнію на алюміній, то надлишковий негативний заряд цього шару зростає, а кремнекисневий радикал набирає вигляду $[Al_2Si_2O_{10}]^{6-}$. Для компенсації надлишкового заряду у міжпакетному проміжку потрібен двовалентний катіон. У природних зразках тут найчастіше присутній кальцій, значно рідше Ba^{2+} ; Na^{2+} частково заміщує Ca^{2+} . Представником крихких слюд є маргарит $CaAl_2(OH)_2[Al_2Si_2O_{10}]$. Він зовні нагадує мусковіт, але відрізняється від слюди добре вираженим перламутровим блиском та крихкими спайними листочками (у мусковіту вони пружні), а також дещо вищою твердістю (до 3,5-5,0).

Крихкі слюди утворюються метаморфічним шляхом і є породоутворюючим мінералом кристалічних сланців і контактних порід, в яких присутні супутники крихких слюд - корунд, діаспор, слюда, тальк та інші. Добре сформовані кристали маргариту є дуже рідкісними, практичного використання вони не мають.

Гідрослюди. До цієї групи відносять мінерали із структурою слюд, в яких констатують дефіцит калію у міжпакетних проміжках і деякі зміни в октаедричних шарах. Дефіцит калію встановлюється хімічними аналізами. Так, у мусковіті вміст K_2O досягає 11-12, а в гідрослюдах 3-6 відсотків. Втрата калію найчастіше зумовлена заміщенням його катіоном гідроксонію $[H_3O]^+$, що міститься в підкислених водах у корі вивітрювання або в кислих гідротермальних розчинах. Можливість такого заміщення пояснюється близькими значеннями йонних радіусів. У калію його величина становить $1,33\text{Å}$, у гідроксонію $[H_3O]^+$ - близько $1,40\text{Å}$, а у йона амонію $[NH_4]^+$ - $1,43\text{Å}$.

Серед гідрослюд найбільш поширеними є гідромусковіт і глауконіт.

Гідромусковіт $(K,H_3O)Al_2(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot nH_2O$ відрізняється від мусковіту не тільки хімічним складом, але й фізичними властивостями. Зерна його здебільшого дрібні, частіше високодисперсні, тобто мають розміри колоїдних часточок; колір переважно білий, луски в зернах не пружні, мінерал на дотик жирний. При нагріванні втрачає адсорбовану воду, а після

оохолодження тривалий час залишається обезводненим.

Гідромусковіт присутній в незначних кількостях в слюдяних сланцях і гнейсах, що зазнають вивітрювання; в значних кількостях він входить до складу деяких суглинків і глин.

Гідрослюди типу гідромусковіту значно поширені як складові високодисперсної частини ґрунтів. У вітчизняній ґрунтознавчій літературі вони відомі під узагальнюючою назвою "іллїти", хоча конкретних кристалохімічних характеристик вони не мають. Ця назва запозичена з американської літератури і стосується глинистого мінералу одного з родовищ штату Іллінойс у США, в якого октаедричні катіони складені алюмінієм з ізоморфними домішками Mg^{2+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , а калій почасти заміщений натрієм. Взагалі гідрослюди ґрунтів досліджені недостатньо, оскільки завжди супроводжуються іншими глинистими мінералами та змішано-шаруватими структурами. В ґрунтах України гідрослюди переважають у фракціях т.зв. "грубого мулу", розміри часточок в яких складають 0,002-0,001 мм. Загалом гідрослюди – найпоширеніші мінерали високодисперсної частини осадових порід і ґрунтів. При вивітрюванні гідрослюди втрачають калій, магній, мікроелементи, які почасти переходять в розчини, і перетворюються в інші мінерали, наприклад вермикуліт і каолініт, а при метаморфізмі глинистих порід – в слюди та хлорити.

Глауконіт $(K,H_3O)(Al_2^{3+}, Mg_3^{2+}, Fe_3^{2+}, Fe_2^{3+})(OH)_2[(Al,Si)_4O_{10}] \cdot nH_2O$ лише умовно можна віднести до гідрослюд. Містить до 4-9% K_2O . Присутній у породах у вигляді тонколускуватих і землистих мас, у вигляді цементуючих мас, що, скріплюють піщані зерна в агрегати; значно поширені дрібні (0,5-2 мм в діаметрі) оолітові зерна разом з кварцевими піщинками (глауконітові піски). Колір переважно зелений з відтінками, при зростанні вмісту заліза темнішає до зеленувато-чорного. Твердість 2-3, густина 2,2-2,9.

Глауконіт утворюється осадовим шляхом на дні морських басейнів помірно-холодних областей з донних мулистих відкладень. При цьому відбувається поглинання калію з морських вод, цементація колоїдним кремнеземом; закінчується формування глауконітових товщ значно пізніше, після перекривання осадової товщі з глауконітом наступними осадовими відкладами, можливо, після відступу моря. Такі діагенетичні зміни відбуваються протягом десятків мільйонів років.

Глауконіт можна використовувати як калійне добриво, зокрема на піщаних ґрунтах, а також для зменшення жорсткості води в парових котлах. Використовують його також для виробництва зеленої фарби, зокрема для маскувального фарбування військової бронетехніки.

За новітніми науковими даними, глауконіт є сумішкою

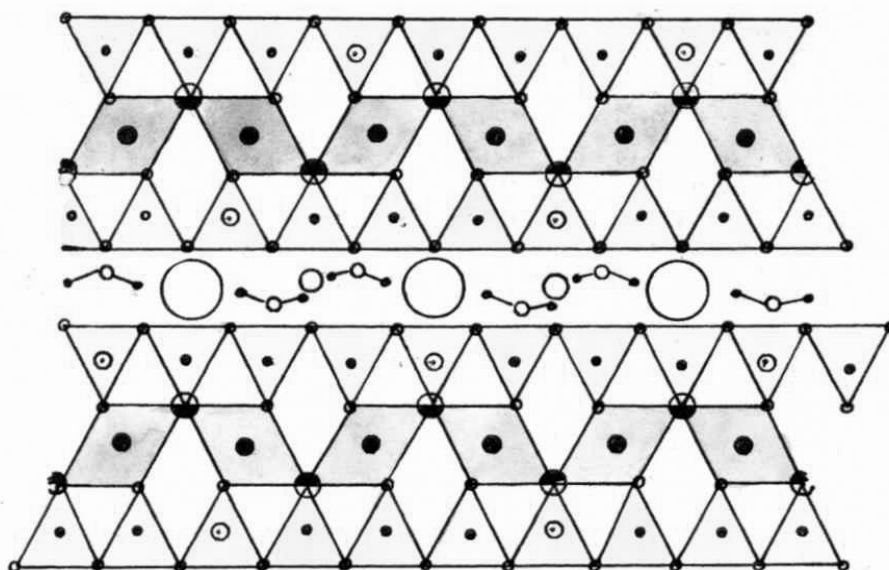
тонкодисперсних глинистих мінералів - гідролюд, монтморилоніту, вермикуліту, зцементованих колоїдним кремнеземом.

Вермикуліти. Це похідні від слюд, які втратили калій, замість нього в міжпакетних проміжках розташовані йони лужноземельних металів і молекули води (мал. 61). Формулу вермикуліту можна подати у такому вигляді: $(Ca, Mg)(Mg, Fe)_3(OH)_2[AlSi_3O_{10}] \cdot 4H_2O$. Зауважимо, що раніше, до встановлення структури вермикуліту і інших шаруватих силікатів, міжпакетні катіони Ca^{2+} і Mg^{2+} у формулах не зазначали.

Кольори переважно бурі, жовтувато-бурі, після прогрівання стають золотисто-жовті; в тонких листочках мінерал напівпрозорий, димчатий з коричнюватими відтінками. Твердість 1-2, густина 2,5-2,7. За блиском і спайністю нагадує слюди. Тонкі листочки вермикуліту при швидкому нагріванні у полум'ї спиртівки і навіть свічки спучуються і збільшуються в об'ємі в 20-30 разів, іноді також скручуються у черв'якоподібні трубочки (звідси і назва, бо латиною "вермикулос"- черв'ячок). Описаний ефект пояснюється видаленням молекул води з міжпакетних проміжків. При невисокій температурі (80-120°C) ці молекули води легко випаровуються без структурних порушень у мінералі, а при зниженні температури і охолодженні до 10-20°C і достатньому зволоженні повітря знову займають міжпакетний простір.

Важливо, що подрібнені листочки вермикуліту досить енергійно поглинають з розчинів калій, причому місткість вбирання може сягати понад 1 міліеквівалент K_2O на 1 г мінеральної маси.

Вермикуліт утворюється шляхом гідротермальної переробки залізо-магnezіальних слюд, а також шляхом вивітрювання слюдистих мінералів в ґрунтах. У складі глинистих фракцій ґрунтів він відіграє значну роль у явищах катіонного обміну і необхідного вбирання калію, магнію та інших мінералів, які є поживою для рослин.



Мал.61. Вермикуліт

Вермикуліт використовують у гідропоніці як ґрунтовий субстрат, а після термічної обробки з нього виробляють легкі теплоізоляційні будівельні матеріали. В Україні родовища вермикуліту незначно поширені на Волині, Поділлі та в Приазов'ї. Потужне родовище відоме на Кольському півострові (Ковдорське родовище).

Монтморилоніти. Мінерали цієї групи також мають слоюгенний мотив структури, але надлишковий негативний заряд локалізується в октаедричних шарах і виникає в результаті ізоморфної заміни алюмінію чи магнію катіонами нижчої валентності або ж меншого розміру. Це зумовлює слабкий взаємозв'язок між сусідніми пакетами, завдяки чому в міжпакетний простір легко проникають молекули води і навіть великі молекули органічних речовин (гліцерину, етиленгліколю, насичених вуглеводнів тощо). Мінерал при цьому набухає, об'єм його зростає у 5-10 разів завдяки розширенню міжпакетного проміжку. При нагріванні його до 400-500°C настає необоротне "стиснення" кристалічної решітки внаслідок зменшення міжпакетного простору, і мінерал втрачає здатність набухати.

У природних зразках монтморилонітових мінералів у міжпакетних проміжках розташовані здебільшого катіони кальцію та натрію, які зв'язані з силікатним каркасом мінералу дуже слабо, тому їх легко звідти витіснити іншими катіонами, якщо обробляти мінерал розчинами відповідних солей. Міжпакетні катіони почасти гідратовані молекулами води, яка легко видаляється при нагріванні мінералу до 100-150°C.

До монтморилонітової групи належать такі мінерали:

монтморилоніт - $(Ca,Na)(Mg_3,Al_2,Fe_2)(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$;

нонтроніт - $(Ca,Na)Fe_2(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$;

сапоніт - $(Ca,Na)Mg_3(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$;

волконськоїт - $(Ca,Na)Cr_3(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot nH_2O$.

Завдяки високій дисперсності (окремі кристалики мають розміри, що складають тисячні долі міліметра, тобто відносяться до класу колоїдних часточок), монтморилонітові мінерали мають значну питому поверхню (тобто сумарну поверхню всіх часточок у певній наважці глини); вона може досягати 500-600 м²/г мінеральної маси. Місткість обміну катіонів досягає 80-100 мекв на 100г маси мінералу. При цьому на долю міжшарових катіонів припадає до 80% від загальної кількості обмінних катіонів (частина катіонів може обмінюватися на бічних поверхнях пластинок мінералу, на зломах).

Монтморилоніти - одні з найважливіших мінералів глин та ґрунтів, де вони відіграють велику роль, зумовлюючи їх високу пластичність, зв'язність, липучість, набухання при зволоженні та

усадку (тужавіння) при висушуванні. Значно поширений монтморилоніт у солонцях та чорноземних глинистих ґрунтах. Глини, складені переважно монтморилонітом, називаються бентонітами і є хорошими адсорбентами; їх використовують для очищення вина, соняшникової олії (процес рафінування) та інших харчових продуктів.

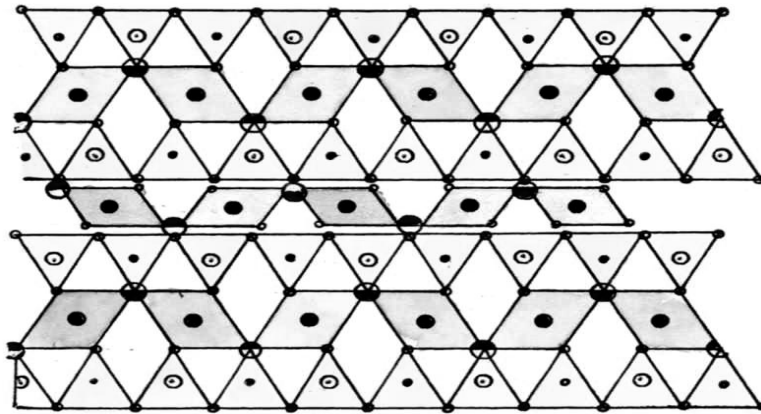
В сучасній літературі мінерали, що проявляють властивості монтморилоніту, об'єднують у групу смектитів. Смектити - переважно високодисперсні мінерали, з водою утворюють колоїдні системи. Ґрунтознавці також використовують цей термін. Однак конкретних кристалохімічних характеристик, як і у випадку з іллітами, в ґрунтознавчій літературі не наводять. У структурному відношенні це також малодосліджені утворення. В одному й тому ж ґрунті смектитові мінерали можуть мати не тільки нетотожні властивості, але ймовірно, й різне походження. Деякі з них є продуктами вивітрювання (вилуговування) гідрослюд чи вермикуліту, інші - результат синтезу з аморфних продуктів вивітрювання. Утворення монтморилонітових мінералів пов'язане з вивітрюванням і трансформацією інших шаруватих силікатів в умовах слабколужного мінералоутворюючого середовища, а також внаслідок гальміролізу - оглинення вулканічного попелу, що осів на дні морських лагун.

Монтморилоніти мають надзвичайно велике господарське значення. Бентонітові глини, як зазначалося вище, використовуються як адсорбенти, очищувачі нафтових продуктів; відомий фармацевтичний препарат під назвою "смекта" також виготовляють з відповідних глин. Родовища бентонітів досить поширені в помірних широтах. Зокрема, в Україні відомі в Криму, Черкаській, Закарпатській, Хмельницькій областях.

Хлорити. За своєю будовою мінерали цієї групи є чотиришарові силікати. Замість катіонів міжпакетний проміжок займають жорсткі сітки, утворені алюмогідроксильними або магнієвогідроксильними октаедричними комплексами (мал. 62). У природі відомі мінерали, що побудовані шарами таких комплексів (брусит - $Mg(OH)_2$ та гібсит - $Al(OH)_3$). Отже, будову хлоритів можна уявити у вигляді пакетів пірофіліту або тальку, що чергуються з прошарками бруситу або гідраргіліту. Звичайно, тришарові пакети в такому випадку скріплені дещо міцніше, ніж це можна очікувати в слюд або в їх похідних (гідрослюд чи вермикуліту), однак хлорити зберігають деякі ознаки слюдогенності - шарувату форму з добре розвиненою спайністю.

Представником хлоритів є **клінохлор**: $Mg,Fe_4(Mg,Al)_2(OH)_8[(Al,Si)_4O_{10}]$. З наведеної формули видно, що в хлоритах також добре розвинений катіонний ізоморфізм, причому заміщення кремнію на алюміній має несталый характер і змінюється від 25% до 50%.

Хлорити мають переважно зелений колір, за що й одержали назву (грецькою хлорос— зелений). Клінохлор, як і інші хлорити, дуже нагадує слюду, і відрізняється лише кольором та непружними листочками. Утворюються хлорити внаслідок гідротермального метаморфізму багатих на магній або алюміній порід, а також внаслідок перекристалізації глинистих порід.



Мал. 62. Хлорит

Хлоритоподібні мінерали утворюються і в ґрунтах, але їх діагностика і вивчення структурних особливостей можливі лише на основі рентгено-структурних досліджень. Виникають вони внаслідок перетворення вермикуліту й інших тришарових структур у кислому середовищі.

Глинисті фракції буроземних ґрунтів Карпат і Прикарпаття містять значну кількість хлоритових мінералів. Тут вони знаходяться переважно у складі змішано-шаруватих утворень з вермикулітом, гідрослюдами і монтморилонітом. При цьому міжпакетні проміжки заповнені, ймовірно, переважно алюмогідроксильними комплексами типу гібситу $Al(OH)_3$. Саме цим можна пояснити високий вміст т.зв. “обмінного” алюмінію в названих ґрунтах, який визначають шляхом взаємодії ґрунту з розчином хлористого калію.

У корі вивітрювання хлорити нестійкі і поступово трансформуються в інші мінерали.

Змішано-шаруваті силікати. Порівняно недавно (в шестидесяті роки ХХ ст.) було відкрито особливу групу шаруватих силікатів, у будові яких присутні пакети різної природи і міжпакетні проміжки різних розмірів. Такі мінеральні утворення назвали змішано-шаруватими. Особливо поширеними вони виявилися серед глинистих мінералів ґрунтів.

Якщо умовно прийняти пакет певної будови (наприклад, дво-три- або чотиришаровий) разом з міжпакетним проміжком, характерним для певного типу шаруватих силікатів (наприклад, як у слюд, гідрослюд чи монтморилоніту) за окремих блоків, то будову змішано-шаруватих силікатів можна уявити собі як чергування таких блоків. Наприклад, блоки гідрослюди (Г) чергуються з блоками

вермикуліту (В), або монтморилоніту (М), чи хлориту (Х).

Розрізняють упорядковані та неупорядковані (регулярні та нерегулярні) змішано-шаруваті утворення. В мінералах з упорядкованим розміщенням блоки одного типу закономірно чергуються з блоками іншого типу. Наприклад, гідрослюдисті та вермикулітові блоки чергуються за схемою:

ГГГВВГГГВВГГГВВ...ВВГГГВВ. У неупорядкованих утвореннях блоки чергуються у випадкових співвідношеннях, наприклад:

ГГВВВ...ГВВГГГВВГГВВВ...

Діагностика змішано-шаруватих мінералів можлива лише на основі рентгено-структурних досліджень. Цілком можливо, що змішано-шаруваті структури відіграють домінуючу роль у складі глинистої фракції. Їх дослідження у певній мірі дає можливість встановити напрям еволюції ґрунту, передбачати характер взаємодії внесених мінеральних добрив з ґрунтом тощо.

Глинисті мінерали в ґрунтах. З наведених шаруватих силікатів заслуговують на увагу ґрунтознавців та агрохіміків т.з. глинисті мінерали - каолініт, гідрослюди, монтморилоніт, почасти вермикуліт та хлоритоподібні мінерали. Названі представники є важливою складовою частиною багатьох осадових порід та ґрунтів. Родючість останніх багато в чому залежить від мінералогічного складу глинистої частини.

У ґрунтах України і суміжних з нею областей інших республік найпоширенішими є гідрослюди та монтморилоніт, в меншій мірі - вермикуліт, каолініт та хлорити. Значна частина цих структурних утворень присутня у складі змішано-шаруватих силікатів.

Глинисті мінерали досить чутливі до змін геохімічної обстановки в ґрунтах. Вони змінюють склад і почасти структуру залежно від складу і концентрації речовин у ґрунтових розчинах. Однак у ґрунтах помірних широт шаруваті силікати є загалом досить стійкі утворення в розумінні збереження їх основного структурного мотиву. Основу найважливіших силікатів (гідрослюд, вермикуліту, монтморилоніту) складають тришарові пакети із співвідношенням шарів 2:1 (два тетраедричні з одним октаедричним). Встановлено, що структурні зміни починаються з міжшарових проміжків, тобто із змін у складі катіонів, що скріплюють пакети. Названі катіони можуть бути зафіксовані досить міцно (жорстко), наприклад, у гідрослюд, або слабо - у вермикуліті та монтморилонітових утвореннях (сметкитах). В останньому випадку вони легко замінюються іншими, якщо обробляти їх відповідними розчинами солей.

Процес видалення катіонів з міжшарових проміжків є складовим процесом вилигування ґрунтів. Видалення міжшарового калію можливе тоді, коли в ґрунтовому розчині концентрація його порівняно низька, розчин кислий завдяки значному вмісту в ньому

вуглекислоти.

Вилугований калій заміщується іонами Ca^{2+} та Mg^{2+} , новоутворена структура відповідає вермикуліту. Подальші перетворення останнього залежать від режиму катіонів ґрунтового розчину. Тут можливі такі випадки:

1. У ненасичених основами ґрунтах з промивним водним режимом вермикуліт перетворюється в шаруватий силікат хлоритової структури, здебільшого у вигляді змішано-шаруватих утворень з вермикулітом (хлорит-вермикулітові впорядковані або невпорядковані утворення). Гадають, що вермикуліт переходить у хлорит за рахунок руйнування алюмінійзаміщених тетрадрів і переходу алюмінію з четвірної в шестірну координацію. Такі структурні перетворення цілком виправдані з енергетичної точки зору, бо вони зменшують питому поверхню мінералу (бруситові чи гідраргілітові прошарки зменшують внутрішню поверхню). Подальша доля хлоритових пакетів залежить від конкретної обстановки - вони або руйнуються з переходом у каолініт, або утворюють набухаючі структури.

2. У насичених основами (особливо кальцієм) ґрунтах з промивним водним режимом вермикуліт перетворюється в смектитові утворення, здебільшого в складі змішано-шаруватих утворень з пакетами гідроліду і вермикуліту.

3. В окультурених ґрунтах з контрольованим режимом катіонів у ґрунтовому розчині у випадку регулярного внесення калійних добрив вермикуліт поглинає іони калію і перетворюється в гідроліду. Така схема перетворення добре пояснює відоме агрохімікам явище необмінної фіксації калію, внаслідок якої частина цього елемента з калійних добрив стає недоступною для живлення рослин. Вперше це явище відкрив у 1934р. американський ґрунтознавець Г. Фольк. Згодом виявилось, що таке ж необмінне вбирання властиве й катіонам амонію, цезію, стронцію, літію та ряду інших елементів. У ґрунтах з лужною реакцією можливий синтез мінералів з набухаючою решіткою (смектитів) з аморфного кремнезему та пакетів каолініту (в умовах лужного середовища аморфний кремнезем почасти переходить у розчинений стан). Процес утворення мінералів шляхом "прибудови" одного тетраедричного шару до двошарового пакету називають ресинтезом.

Інакший шлях перетворення силікатів спостерігається в ґрунтах зон вологих тропіків та субтропіків. У цих умовах значно зростає швидкість реакції гідролізу мінералів, що спричиняє інтенсивне вилуговування катіонів з міжпакетних проміжків, а в подальшому - руйнування одного з тетраедричних шарів. Завдяки промивному режиму аморфний кремнезем, лужні й лужноземельні катіони виносяться з товщі ґрунтів, в результаті цього тришарові силікати перетворюються в каолініт.

При подальшому вивітрюванні в ґрунтовій товщі, де встановлюється елювіальний режим, руйнується й каолініт (шляхом

виносу кремнезему з тетраедричного шару), залишаються водні оксиди алюмінію (гідраргіліт- $Al(OH)_3$ та діаспор - $HAIO_2$). Перетворення залізовмісних силікатів завершується накопиченням оксидів заліза різного ступеня гідратованості.

Зазначені вище напрями перетворення глинистих силікатів стосуються ґрунтів автоморфного ряду, тобто зволоження яких забезпечують атмосферні опади. В гідроморфних ґрунтах, де накопичуються винесені з ґрунтових товщ і кори вивітрювання катіони й кремнезем, можливий неосинтез та ресинтез глинистих мінералів - каолініту та смектитів.

Підсумовуючи все вище сказане про силікати, зазначимо, що у складі земної кори їм належить визначна роль як породотворним та ґрунотворним мінералам. Вивчаючи закономірності перетворення силікатних мінералів у ґрунтових товщах, можна визначити напрями еволюції цих ґрунтів.

Питання для самоконтролю

1. Що називається мінералом? Назвіть основні представники різних станів мінералів
2. Магматичні процеси.
3. Метаморфічні процеси.
4. Екзогенні процеси.
5. Які бувають мінерали за будовою (типи мінеральних агрегатів та їх форми)?
6. Назвіть основні морфологічні ознаки і фізичні властивості мінералів.
7. Що таке спайність і її види?
8. Як визначається твердість мінералу за шкалою Мооса і в польових умовах?
9. Колір мінералу в куску, як визначити колір риски мінералу?
10. Назвіть класи мінералів і основні їх представники.
11. Назвіть мінерали класу оксидів, їх властивості і значення.
12. Мінерали класів карбонати і сульфати і їх значення.
13. Самородні елементи і сульфіди.
14. Представники, характеристика мінералів класів фосфати та нітрати.
15. Галоїди і їх значення в ґрунтознавстві.
16. Які мінерали належать до класу силікатів? Чому вони переважають у складі земної кори?

Розділ 3. ПЕТРОГРАФІЯ

Петрографія – наука, яка вивчає хімічний і мінеральний склад, структуру і текстуру гірських порід, їх походження, поширення, форми і характер залягання. Назва науки походить від грецького

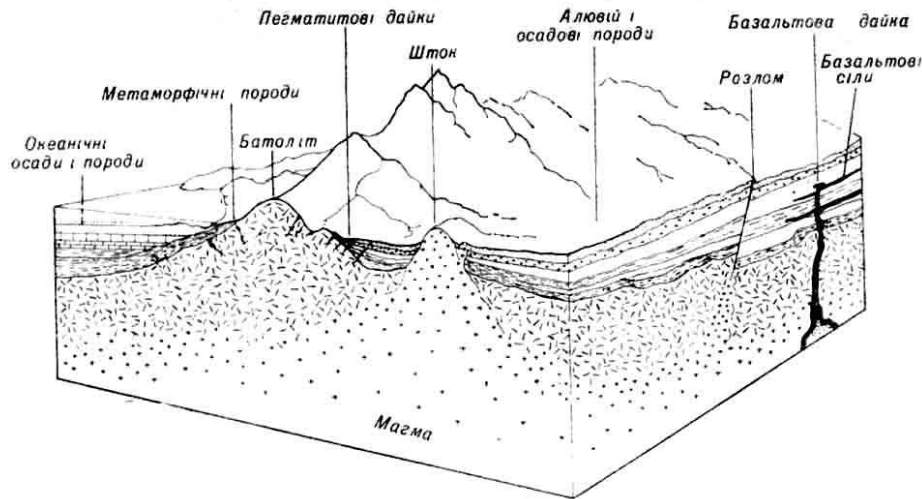
“петра” – камінь, скеля і “графос” – писати – тобто описання каміння, порід.

3.1. Поняття про гірські породи.

Гірськими породами називають самостійні геологічні тіла, складені одним чи декількома мінералами. За числом мінералів, які входять до складу гірських порід, всі породи діляться на дві групи: мономінеральні та полімінеральні.

1. *Мономінеральні* (від слова “моно” - один) – складаються з одного мінералу. Мармур, наприклад, являє собою агрегат із кристалічних зерен кальциту.
2. *Полімінеральні* (“полі” - багато) представлені декількома мінералами. Граніт, наприклад, складається із кварцу, польових шпатів і слюди. Вони зветься обов’язковими або породоутворюючими мінералами. Крім них зустрічаються ще і випадкові або акцесорні. Полімінеральні породи в природі мають переважаче поширення.

Утворення гірських порід проходить під впливом складних геологічних процесів (мал. 63). Деякі з них проходять у глибинних шарах Землі і носять назву внутрішніх або ендегенних сил. Інші ж процеси проходять у верхніх горизонтах земної кори під впливом зовнішніх або екзогенних сил.



Мал. 63. Блок-діаграма частини земної кори. Наведено 3 групи порід: магматичні – розплав, що проник у верхні горизонти земної кори, призвів до формування батоліту (виражений в рельєфі у вигляді гірського хребта); осадові – утворились в результаті ерозії і перевідкладення магматичних та інших порід, залягають у частинах літосфери близьких до поверхні (на малюнку – з обох боків хребта); метаморфічні – залягають на більш значних глибинах.

За походженням гірські породи діляться на три групи: магматичні, метаморфічні і осадові. Оскільки в земній корі поширена велика кількість різних мінералів, слід би чекати і формування багатьох різноманітних гірських порід, але число їх

видів невелике. Нараховується близько тисячі порід. Деякі з них широко поширені в природі і складають мовби кам'яну основу земної кори (до 95% її маси). До таких порід відносяться граніти, гнейси, базальти. Інші ж породи, на долю яких припадає решта об'єму земної кори, вкривають близько 75% її поверхні. Переважно це пухкі осадові породи, на яких утворюються ґрунти.

3.2. Мінералогічний склад гірських порід. Поняття про первинні і вторинні мінерали.

Кожна гірська порода складається з певних мінералів, які визначають її фізичні ознаки і хімічний склад. Мінерали, що складають основну масу гірської породи, називаються породоутворюючими. Серед них розрізняють головні і другорядні, або акцесорні мінерали. Наприклад, в магматичних породах головними природо утворюючими мінералами є кварц, польові шпати, слюди, рогова обманка і її різновиди з групи амфіболів, олівін, піроксени та інші (див. далі). Для більшості осадових порід головними породоутворювачами є кварц (він успадкований з магматичних порід після їх вивітрювання), а також шаруваті силікати, що утворилися в екзогенних умовах, зокрема гідрослюди, вермикуліт, монтморилонітові мінерали, опал тощо.

Мінерали, що входять до складу породи в незначних кількостях, називають другорядними, або акцесорними. Вміст їх у породі сягає лише долі процента, а інколи вони присутні в одиничних зернях на певний об'єм породи. Серед акцесорних є і значно поширені, і мало поширені мінерали. Наприклад, кварц є найважливішим мінералом порід групи гранітів, гнейсів, піщаних осадових порід, його вміст може сягати понад 70-80% в пісках, а у гранітах – до 30-35%. В той же час в середніх магматичних породах (сієнітах, діоритах) він присутній в одиничних зернах, або й зовсім відсутній. Діорит може вміщувати в собі до кількох відсотків кварцу, тоді його називають кварцевим діоритом. Типовими акцесорними мінералами більшості магматичних і метаморфічних порід є циркон, гранати, апатит, магнетит, титаніт та деякі інші.

Серед гірських порід за складом мінералів розрізняють (умовно) моно мінеральні і полі мінеральні. Моно мінеральні породи містять у своєму складі один мінерал (за винятком акцесорних), наприклад, мармур, що містить кальцит, доломіт, складений однойменним мінералом, лабрадорит, складений плагіоклазом лабрадором, вторинний калін, складений каолінітом без істотних домішок інших глинистих мінералів тощо.

За часом утворення мінералів у складі порід умовно розрізняють мінерали «первинні» і «вторинні». До первинних відносять мінерали, що виникли одночасно з формуванням гірської породи і знаходяться у ній у незмінному вигляді. Вторинні мінерали утворилися пізніше

внаслідок зміни первинних мінералів під впливом певних агентів навколишнього середовища, наприклад, внаслідок впливу гідротермальних розчинів, внаслідок вивітрювання, впливу біогенних чинників тощо. Наприклад, в гранітах частина польових шпатів, особливо плагіоклазів, зазнає перетворень, внаслідок яких утворюються глинисті мінерали, зокрема каолініт. В доломітах і вапняках під впливом розчинів, що містять лужні елементи і кремнезем, утворюються силікатні мінерали – діопсид, глинисті мінерали та інші мінерали. Особливо інтенсивно протікають такі мінералоутворюючі процеси в ґрунтових товщах.

В ґрунтознавчій літературі поділ мінералів на первинні і вторинні є значно більше вживаним, ніж у петрографії, хоча такий поділ є чисто умовним, бо , як раніше зазначалося, деякі вторинні мінерали можна вважати первинними і навпаки.

До первинних мінералів ґрунту і осадових порід ґрунтознавці відносять мінерали ендегенного походження, зокрема магматичні – кварц, польові шпати, слюди, олівін, піроксени, амфіболи (найчастіше рогова обманка), більшість акцесорних мінералів. Серед первинних мінералів у ґрунтах і осадових породах найбільше поширений кварц, вміст якого в піщаних породах і ґрунтах може сягати понад 70-80% від усієї мінеральної маси ґрунту. В той же час польові шпати, рогова обманка, слюди та інші ендегенні мінерали складають зовсім незначну частину ґрунтової маси, яка сягає менше 1-2%.

До вторинних мінералів у складі ґрунтів і осадових порід відносять мінерали екзогенного, рідше – метаморфічного походження – продукти хімічного вивітрювання, зокрема глинисті мінерали, осадові утворення (мінерали – солі: галіт, сильвін, сода, мірабіліт, тенардит тощо), гіпс, ангідрит, оксиди металів: лимоніт, гідраргіліт тощо. Біогенні утворення також можна віднести до вторинних мінералів: опал, сірка, кальцит крейдових відкладів, кам'яне вугілля.

У складі ґрунтів переважають первинні мінерали. Деякі з них є джерелом живлення рослин; зокрема, польові шпати, слюди внаслідок вивітрювання втрачають калій, натрій, кальцій, магній, які переходять у ґрунтові розчини, звідки їх поглинають рослини і мікроорганізми.

Деякі первинні мінерали, зокрема силікати групи слюд, амфіболів, піроксени, олівін та інші, містять у своєму складі т.зв. мікроелементи – цинк, мідь, марганець, кобальт тощо. Такі елементи вкрай потрібні для нормального росту й розвитку рослин і мікроорганізмів. Вони ж потрібні і для тварин і людей, які живляться рослинною їжею. Нестача таких мікроелементів, особливо міді, цинку, молібдену, марганцю, йоду, фтору призводить до порушень у розвитку і рості організмів, а згодом до важких захворювань. Для

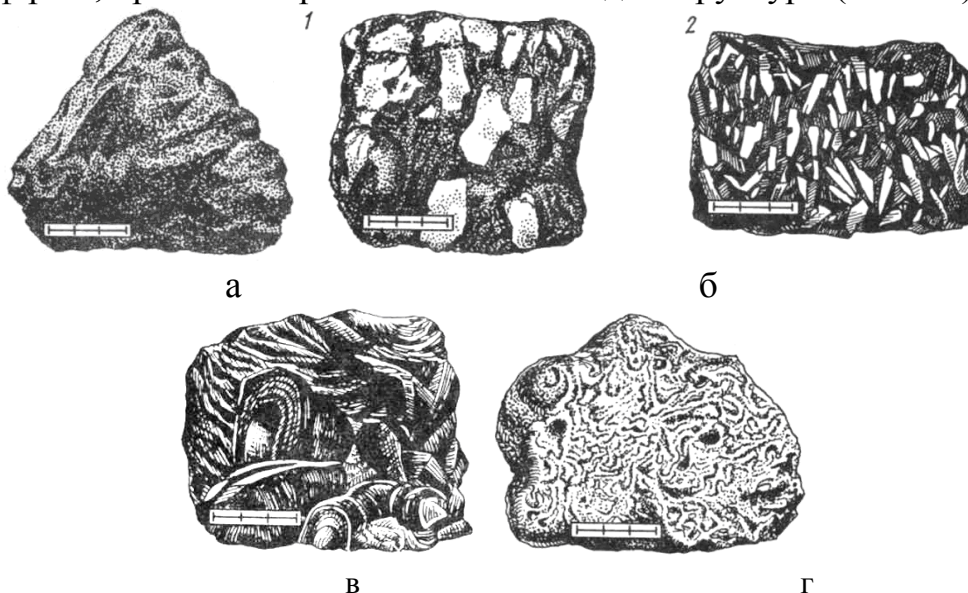
визначення наявності тих чи інших мікроелементів у ґрунтах і природних водах створюються спеціальні установи, зокрема агрохімічні лабораторії і навіть спеціалізовані науково-дослідні інститути

3.3. Властивості гірських порід

Кожний тип гірських порід має свою структуру (будову) і текстуру (зложення).

Структура гірської породи являє собою форму і розміри частин, які складають дану породу і які можна бачити неозброєним оком або під мікроскопом. За генетичними ознаками розрізняють первинні, вторинні і агломератні структури. Первинна утворюється в результаті безпосередньої кристалізації із магми чи водних розчинів, вторинна – при зміні первинних. Агломератні структури виникають при накопиченні і цементації механічних осадів (уламкового матеріалу).

Процес кристалізації мінеральних мас проходить на різних глибинах по-різному. Чим вищий тиск і повільніше охолодження, тим повніше проходить кристалізація, і утворюються породи з добре розвиненими кристалами різних мінералів, тобто зернистої структури. Навпаки, низька температура оточуючого середовища викликає швидке охолодження магми, не дає можливості повністю викристалізуватись усім її складовим частинам, і утворюються порфірові, прихованокристалічні і скловидні структури (мал. 64).



Мал. 64. Структури магматичних гірських порід: а – рівномірно-зерниста; б – нерівномірно-зерниста (1 – порфіровидна, 2 – порфірова); в – склувата (обсидіан); г – графічна (пегматитова)

Зернисті (повнокристалічні) структури можуть бути рівномірно-зернистими або нерівномірно-зернистими

За абсолютною величиною складових частин (окремих кристалів) прийнято розрізняти такі різновидності структур:

грубозерниста - (> 5 мм.)
середньозерниста - ($5-2$ мм.)
дрібнозерниста - (< 2 мм, і ледве помітні в лупу)
щільна або афанітова - (окремі мінерали навіть не помітні в лупу)

Порфіроподібна структура характерна наявністю крупних кристалів на тлі рівномірно-зернистої маси

Порфірова структура характеризується щільною чи скляною основною масою, на фоні якої виділяються окремі кристали. Частіше всього це кристали кварцу, польового шпату. Цей вид структури властивий трахіту, андезиту, порфіру.

Склувата структура майже повністю складається з невикристалізованої магматичної маси (скла). Це всі обсидіани (вулканічне скло).

Пегматитова структура - характерна для деяких магматичних порід – пегматитових. Утворюється при одночасній кристалізації двох компонентів суміші, при цьому спостерігається мовби проростання складових частин, наприклад, польового шпату кварцем. Це письмовий граніт – пегматит.

Для осадових гірських порід типові уламкові і конгломератні структури. Перша виникає в результаті накопиченні уламків механічного руйнування порід. Уламки можуть бути різної величини і представлені різним матеріалом. Якщо вони зцементовані яким-небудь цементом, тоді структуру називають конгломератною.

Під текстурою розуміють загальний характер розміщення мінералів, які складають масу породи і ступінь її щільності. Розрізняють декілька найбільш поширених видів:

1. **Масивна чи щільна** текстура, де кристали чи уламки гірських порід щільно прилягають один до одного. Характерна для магматичних, деяких метаморфічних (мармур, кварцит) і зцементованих осадових порід.
2. **Сланцювата** текстурна – мінерали розміщені у вигляді спресованих тонких шарів, витягнутих в горизонтальному напрямку. Це сланці і ін. породи.
3. **Шарувата (верстувата)** текстура – чергування шарів чи смуг, різних за складом, кольором, іншими ознаками. Характерна для осадових порід.
4. **Флюїдна** – розташування мінералів відображує сліди течії лави.
5. **Пориста** – утворюється при виділенні газів і лави.
6. **Мигдалекам'яна** – пустота виповнена переважно вторинними мінералами.

3.4. Магматичні гірські породи

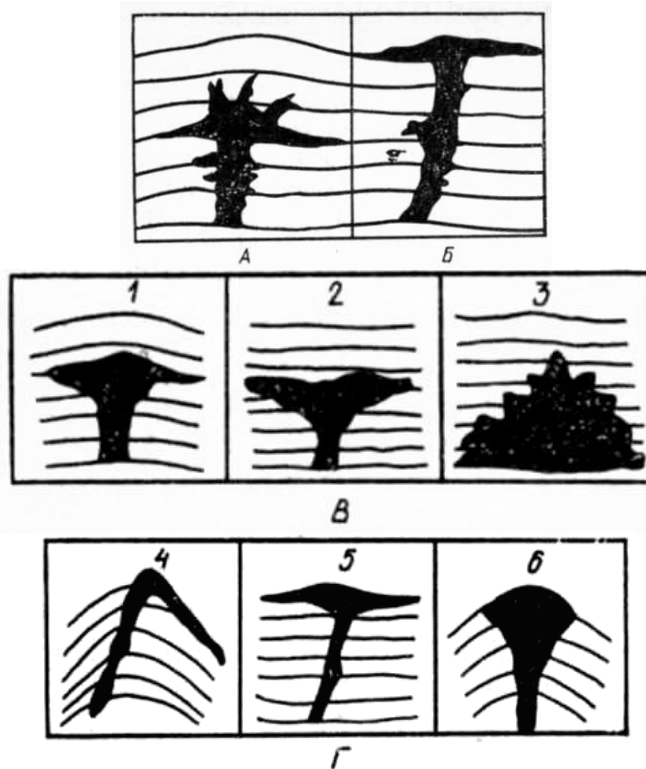
Форми залягання. Магматичні породи в залежності від

способу їх утворення мають різні форми залягання в літосфері. Головні форми залягання *інтрузивних магматичних порід*: батоліти, штоки, поклади лаколіти (мал. 65).

Батоліти - величезні магматичні тіла, які утворюються при кристалізації магми на великій глибині. Вони мають своєрідну поверхню і глибину. Площа їх куполоподібної поверхні складена десятками і сотнями тисяч квадратних кілометрів.

Штоки – являють собою інтрузії аналогічні батолітам, але мають менші розміри.

Поклади – утворюються при проникненні магми в товщу осадових порід, застигають в них у вигляді шарів, потужністю від декількох сантиметрів до 300 м на площі декількох тисяч квадратних кілометрів. Незначні за потужністю поклади, що утворились в тріщинах порід, називають жилами.



Мал. 65. Форми залягання магматичних порід А і В – інтрузивні, Б і Г – ефузивні; 1 – лаколіт; 2 – лополіт; 3 – батоліт; 4 – потік; 5 – покрив; 6 – купол

Лаколіти - грибоподібні тіла з випуклою поверхнею і плоскою основою. Утворюються переважно в середніх шарах літосфери. Площа їх поверхні може мати декілька квадратних кілометрів. Типовими лаколітами являються гори Бештау, Залізна, Машук в районі П'ятигорська.

Ефузивні магматичні гірські породи утворюються при виверженні вулканів. Вони формують покриви, потоки, куполи.

Покриви – лава, яка вилилася на велику площу – десятки квадратних кілометрів.

Потоки – вузькі смуги лави, яка застигла, протікаючи по

вузькій долині.

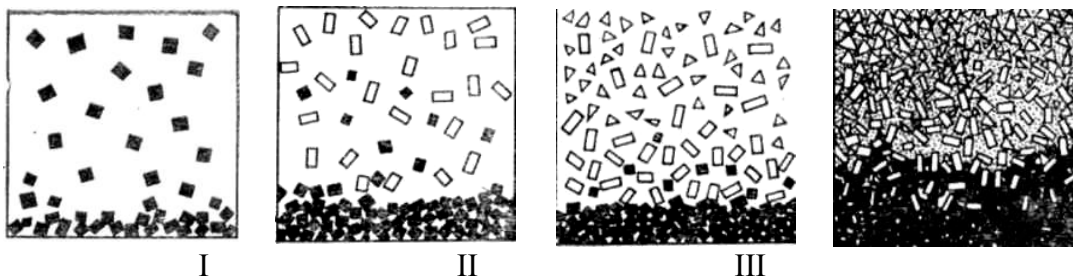
Куполи – круті і куполоподібні поверхні, які утворені при піднятті в'язкої магми, що охолоджувалась.

3.4.1. Склад магматичних порід

Магматичні породи утворюються при застиганні магми і лави різного хімічного складу. Магма за фізичним станом являє собою вогняно-рідку масу, яка знаходиться на великій глибині від поверхні під великим тиском і має високу температуру – від 900 до 1300 °С. При охолодженні магми відбувається кристалізація мінералів в певній послідовності (мал. 66). Вважають, що постійних магматичних осередків всередині Землі немає, утворення їх явище тимчасове і місцеве.

Хімічний склад магми можна виразити у вигляді оксидів: SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , K_2O , Na_2O , TiO_2 , Cr_2O_3 , летучі: H_2O , F , Cl , CO_2 , H_2 , SO_3 (табл. 6).

Фактично в магматичних породах зустрічаються всі відомі хімічні елементи, але важливу роль мають тільки десять: кисень, кремній, алюміній, залізо, кальцій, натрій, калій, магній, водень, титан. Земна кора до глибини 16 км. на 99% складається із магматичних гірських порід, що вказує на важливе значення названих елементів.



IV

Мал. 66. Схематичне зображення процесу фракційної кристалізації: I. Кристали, які утворилися в першу стадію застигання розплаву і які мають найбільш бездоганну форму, осідають на дно магматичної камери; II. В наступній стадії застигання разом з більш ранніми мінералами починають кристалізуватися мінерали з менш бездоганными кристалографічними формами (на малюнку у вигляді білих чотирикутників); III. Потім формуються мінерали, які викристалізовані ще гірше (білі трикутники); IV. На кінцевій стадії застигання магматична маса поступово перетворюється в гірську породу.

За умовами, в яких проходить застигання магми, магматичні гірські породи поділяють на:

- *глибинні або інтрузивні*
- *вильвні або ефузивні*

Інтрузивні породи утворюються при застиганні магми на деякій глибині від поверхні. В надрах Землі при досить високій температурі магма застигає повільно і встигають викристалізуватись окремі

мінерали, які іноді можна відрізнити неозброєним оком. Інтрузивні породи, як правило, мають зернисту чітко виражену структуру і масивну текстуру. На денну поверхню інтрузивні породи виходять вже в сформованому виді в результаті наступних горотворних рухів глибокого розриву верхньої частини земної кори.

Таблиця 6. Середній хімічний склад деяких магматичних порід, % маси (за Соловйовим С. П.)

Оксиди	Граніт	Сієніт	Диорит	Габро	Базальт	П
SiO ₂	71.84	59.48	56.22	49.14	48.91	
TiO ₂	0.27	0.5	0.73	1.03	1.63	
Al ₂ O ₃	14.59	17.30	17.16	16.77	16.44	
Fe ₂ O ₃	1.13	2.86	2.88	3.31	4.90	
FeO	0.63	1.71	3.60	6.70	5.88	
MgO	1.67	4.03	7.05	11.19	8.78	
CaO	3.35	4.02	3.66	2.44	2.70	
Na ₂ O	4.22	4.88	1.64	0.85	1.41	
K ₂ O	0.80	1.35	1.73	1.83	2.61	

Ефузивні породи утворюються при виверженні магми на поверхню землі чи дно океану. В таких умовах порода охолоджується дуже швидко, не встигає закристалізуватись і утворюється суцільна аморфна маса – склуката структура чи мікрокристалічна.

Мінеральний склад магматичних порід, обумовлений хімічним складом того силікатного розплаву з якого вони утворились.

Серед мінералів, які входять до складу магматичних порід розрізняють головні – породоутворюючі, які складають основну масу породи і другорядні, які присутні в меншій кількості.

Головними породоутворюючими мінералами являються: кварц, польові шпати, плагіоклази, нефелін, піроксени, амфіболи слюди, олівін та інші.

Виділяють ще акцесорні, мінерали, які присутні в невеликій кількості у вигляді домішок, як циркон, титан, гранат, апатит і інші.

Для хімічної характеристики породи велике значення має вміст в ній кремнекислоти. За вмістом останньої в

перерахунку на SiO₂ магматичні породи поділяються на

чотири групи:

- I. *Кислі*, які містять більше 65% SiO₂ (кварцевий порфір, граніти, ліпарити, обсидіан).
- II. *Середні* – містять від 52 до 65% SiO₂ (діорити, андезити).
- III. *Основні* – містять від 45 до 52% кремнекислоти (габро, анортозити, базальти).

IV. *Ультраосновні* – містять менше 45% SiO₂ (дуніт, перидотит).

Колір магматичних порід залежить від їх мінералогічного складу. Всі основні і ультраосновні породи, які багаті на магнезіально-залізисті мінерали, мають темний колір (темно-зелений, темно-сірий до чорного). Кислі і середньокислі породи багаті алюмосилікатами (польові шпати, кварц), мають світлі тони-сірі, зеленуваті, червонуваті.

В табл.7 подані найбільш поширені магматичні породи, їх хімічний і мінералогічний склад.

Найбільш поширеними магматичними інтрузивними породами являються граніти, які займають у 20 разів більшу площу, ніж усі інші глибинні породи разом взяті. Із виливних порід базальти займають у 5 разів більшу площу, ніж всі інші виливні породи разом взяті.

Таблиця 7. Характеристика магматичних гірських порід

Склад порід		Породи глибинні (інтрузивні)	Породи виливні (
Хімічний	Мінералогічний		
Кислі - SiO ₂ > 65%	кварц, ортоклаз, слюда	Граніт	Кварцевий ліпарит
Середні – SiO ₂ 65% - 52%	ортоклаз, небагато рогової обманки, біотиту	Сієніт	Ортоклазовий пор
	рогова обманка, авгіт, біотит	Діорит	Порфірит, а
Основні – SiO ₂ 52% - 45%	плагіоклази – лабрадор, авгіт, олівін	Габро	Діабаз, базал
Ультра основні SiO ₂ < 45%	авгіт, олівін, рудні мінерали	Піроксеніт Перидотит	Пікрит
	олівін, рудні мінерали	Дуніт	Кімберліт

Кислі магматичні породи

Глибинні. **Граніт** (назва від латинського – “гранум” – зерно). Основними породоутворюючими мінералами граніту являються: кварц, польові шпати (ортоклаз, мікроклін, плагіоклаз), слюда. Акцесорні мінерали: апатит, пірит, флюорит, ільменіт, галеніт, гранат і інші.

Колір граніту залежить від кольору польових шпатів (ортоклазу) і буває сірий, червоний, рожевий. Структура дрібно -, середньо -, і грубозерниста, а іноді порфировидна. Текстура масивна.

У межах Українського кристалічного щита зустрічаються граніти різного віку і петрографічного складу, що пов'язано з

глибокими розломами, по яких вилилась магма і охолоджувалась на деякій глибині від поверхні. Вони мають вік 2,0 – 2,1 млрд. років.

1. Чуднівсько - бердичівські граніти, які поширені в південній частині Житомирської області і північній частині Вінницької області (Жежелівське родовище). В них на сірому фоні помітні різної величини червоні гранати.

2. Житомирські (Соколова гора, Крошня) граніти – сірі, іноді світло-сірі, середньо - і дрібнозернисті, дуже часто мають смугасту текстуру, яка обумовлена чергуванням ділянок гранітного і гнейсового матеріалів.

3. Клесівські граніти мають кулястої форми кварц, сірувато-рожевий, рожевий чи червоний колір.

4. Осницькі граніти – забарвлені в рожевий, жовтувато-рожевий і сірувато-рожевий колір з характерним голубувато-сірим кварцем округлої форми з гніздовим скупченням темного кольору мінералів. Друга різновидність осницьких гранітів – це сірі смугасті.

5. Коростенські граніти мають багато різновидностей: дрібно-, середньозернисті (лезниківські), грубозернисті (степанівські, росохівські і малинські – рапаківі). Всі вони мають червоний чи рожевий колір і порфіровидний вид.

6. Граніти рапаківі – грубозернисті округлої форми зерна, які мають плагіоклазову торочку. Окремі виходи цих гранітів відомі в районі сіл Злобичі і Солов'ї.

7. Граніти рапаківоподібні – це червоні чи рожеві дрібно - і середньозернисті, часто порфіровидні. До них відносяться коростенські, норинські і частково росохівські граніти.

8. Пержанські граніти являють собою гнейсову нерівномірно-зернисту порфіровидну породу бурувато-сірого чи рожевуватого кольору (с. Перга Олевського району).

Граніти, які проникають в навколишні, раніше утворені породи значно змінюють останні в місцях контакту, а також змінюються самі, утворюючи так звану скарну. При контакті граніту з вапняками вона містить цінні корисні копалини (олов'яний камінь, свинцевий блиск).

Граніти широко поширені в древніх кристалічних щитах – Український, на Уралі, Алтаї, Центральному Кавказі.

Граніти – чудовий будівельний матеріал, добре обробляється, шліфується і дає красиву блискучу поверхню.

Пегматит (письмовий камінь). Пегма – це грецьке слово, що значить міцно спайний. Тут міцно спаяні польові шпати і кварц, де кристали проростають один іншим і поверхня пегматиту нагадує давні письмена і називається письмовий граніт. Деякі пегматити мають пустоти (занориші), на стінках яких нарастають кристали топазу, берилу, гірського кришталю, аметисту, моріону, аквамарину, турмаліну, гранату і інших дорогоцінних мінералів. Такі пегматити

зустрічаються в Володар-Волинському районі Житомирської області.

Пегматити використовують в порцеляновій промисловості для виробництва електротехнічних і побутових керамічних виробів. Являються єдиним джерелом добування слюди (мусковіт), де кристали останню можуть досягати 3 метрів. На елювії гранітів утворюються малопотужні щербенисті ґрунти.

Виливні. До них відносяться ліпарити, порфіри, обсидіани, пемза.

Ліпарит – виливний аналог гранітів, які залягають у вигляді потоків і покривів (Кавказ, Сибір). Відносяться до молодих утворень. Колір світлий (світло-жовтий, світло-сірий) іноді білий. Структура афанітова чи порфіровидна. Текстура масивна. Основна маса приховано кристалічна або склувата. Питома маса 2,6. Практичне значення ліпариту – у використанні його як будівельного каменю, деякі різновиди застосовуються як декоративний матеріал.

Кварцовий порфір – древнє утворення, аналог граніту і являється найбільш поширеною ефузивною кислою породою. Колір – жовто-бурий, бурувато-червоний з коричневими і зеленуватими тонами. Порівняно з ліпаритами породи більше щільні. Структура порфірова, текстура масивна. Використовується як будівельний матеріал. Зустрічається на Кавказі, Уралі, Алтаї.

Обсидіан або *вулканічне скло*, являє собою однорідну аморфну масу чорного чи бурого кольору із скляним блиском, склуватою структурою масивною текстурою. Широко поширений на Кавказі. Використовується для виготовлення темного скла і як опоряджувальний камінь.

Пемза – пориста сірувато-жовта порода, яка утворюється при виверженні магми збагаченої газами. Зустрічаються у вигляді уламків, які викинуті при вулканічних виверженнях. Дякуючи великій пористості, питома маса пемзи менше одиниці (плаває в воді). Використовуються як будівельний тонкий абразивний матеріал.

Середні магматичні породи

В їх склад входять середні плагіоклази (олігоклаз, андезин), кольорові мінерали (переважно рогова обманка) і незначна доля кварцу.

Глибинні – сієніт, діорит. **Сієніт** як зовні, так і за мінеральним складом подібний граніту, різниться низьким вмістом кварцу. Має світло-сірий, жовтувато-сірий або рожевий колір, зернисту структуру і масивну текстуру. Залягає по краях гранітних і габрових масивів, рідше - у вигляді невеликих самостійних геологічних тіл. Найбільше зустрічається на Уралі в Сибіру, Україні. З ними часто пов'язані родовища магнетиту, міді. Використовується в будівництві.

Діорит більш поширена порода утворює самостійні масиви.

Структура середньо і дрібнозерниста. Текстура масивна. Мінералогічний склад: польовий шпат (плагіоклаз), кольорові мінерали – рогова обманка і біотит. Кварц зустрічається самотніми зернами. При великому вмісті кварцу породи називають кварцевим діоритом. Колір сірий, темно-червоний, при вивітрюванні набуває зеленувато-бурого забарвлення. Залягає лаколитами. Зустрічається в Середній Азії, Закавказзі, на Уралі та в межах Українського кристалічного щита. З діоритами пов'язані родовища залізних і поліметалевих руд.

Виливні – трахіт, андезит. *Трахіт* – аналог сіеніту. Порода світло-сірого кольору з жовтуватим чи червонуватим відтінком, порфірової структури, масивної текстури. Високий вміст польових шпатів обумовлює колір, Порфірові включення, податливість вивітрюванню і дещо пористу після цього текстуру. Зустрічається і в Україні, використовується в будівництві.

Андезит – аналог діориту і того ж мінералогічного складу. Структура порфірова, текстура пориста, масивна. Колір темно-сірий до чорного, містить світлі вкраплини плагіоклазу із скляним блиском, темно-бурі кристали рогової обманки.

Зустрічається на Камчатці, Алтаї, Уралі в Карпатах і Криму. Ним складені взагалі вулкани Казбек, Ельбрус. Багато сучасних вулканів вивергають андезитову лаву.

Використовують як будівельний і кислотостійкий матеріал.

Основні магматичні породи

Містять біля 40-50% кремнезему і до 50% мінералів, тому основні породи темно-зеленого, іноді майже чорного кольору.

Головними породоутворюючими мінералами являються: плагіоклази (від лабрадору до анортиту), піроксен, рідше олівін, рогова обманка, біотит, кварц відсутній.

Глибинні. Габро – назва від місцевості в Північній Італії. Підгрупа габро включає такі різновидності: габронорити, габроамфіболіти, лабрадорити.

Габро і габронорити – це темно-сірі до чорного, зеленувато-чорні, грубозернисті, масивні, місцями з дуже слабо вираженим явищем іризації (здатність змінювати колір в залежності від освітлення). Породи досить поширені в Україні. Використовуються в будівництві.

Лабрадорит - грубозерниста порода чорного чи сірого кольору з характерними кольоровими переливами і відблисками каменю в синьо-зелених тонах, що пов'язане з наявністю в лабрадориті тонких пластинок ільменіту. Складається, в основному, з лабрадору, містить ще слюду, пірит, титанисте залізо, апатит. Кристали лабрадору красиві самі собою. Вони мають голубуваті плями (титан), крім того прикрашуються золотистим полискуванням за рахунок піриту, а

невеликі блиски слюди здаються розсипними іскрами.

Сірий турчинський лабрадорит (Житомирська область) на Всесвітній виставці каменів у Берліні в 1920р. отримав перше місце і золоту медаль, як найкрасивіший камінь у світі.

Анортозит – порода, яка складається із основного плагіоклазу (анортиту) і невеликої кількості кварцу. За зовнішнім виглядом нагадує габро, але має світліший колір. Добре полірується і високо ціниться як облицювальний камінь. Турчинівський анортозит у відполірованому вигляді нагадує березову кору, на світлому фоні впоодовж розміщені темно-кольорові мінерали.

Основні родовища – Турчинське Володарсько-Волинського району на Житомирщині, Кольський півострів.

Габро, лабрадорити і граніти українського кристалічного щита широко використовуються як будівельний і облицювальний матеріал. Вони добре поліруються і зберігають дзеркальний блиск.

Виливні. **Базальт** – аналог габро. Назва від ефіопського – камінь, який містить залізо. Має темно-синій чи чорний колір, дрібнозернистої чи афанітової структури, масивний. Складається із авгіту, олівіну, рідше рогової обманки і біотиту.

Поширений на території Рівненської області (Костопольський район), Камчатці, в Сибіру, Центральному Кавказі. На Рівненщині базальти мають стовпчасту будову, залягають у вигляді шестигранно-призматичних стовпів, які розміщені перпендикулярно до поверхні контактів тіл, іноді сягаючи десятків метрів висоти.

Плавиться базальтова порода при температурі 1200 °С, кислото- і лужностійка. В останні роки все ширше використовується для виготовлення великих чанів для зберігання кислот і лугів, базальтових труб. Застосовується як будівельний камінь, із нього виготовляють бруківку для доріг, вогнетривку тканину, мінеральну вату і пористий папір, який не горить при температурі 700°С.

Діабаз має таку ж структуру і такий же мінералогічний склад, як і базальт, але колір мають дещо світліший – зеленувато-сірий.

Ультраосновні магматичні породи

Вони містять менше 45% кремнезему, переважають кольорові мінерали, тому колір їх темний, майже чорний із зеленуватим відтінком. Зустрічаються з основними породами.

Перидотити – найбільш поширені із ультраосновних глибинних порід. Це кристалічні важкі, масивні породи. На Україні знайдені на південний захід від с.Глушковичі (Житомирщина) і складаються із таких мінералів: піроксену, олівіну, плагіоклазу, флогопіту і поодиноких зерен піриту і кальциту.

Піроксеніти по зовнішньому вигляді подібні до перидотитів с.Глушковичі. Темно-сірого до чорного кольору, тяжкі, масивні. В них підвищений вміст піроксену. Перидотити і піроксеніти мають

підвищений вміст оксидів магнію і кальцію, тому вони можуть мати значення як агрономічної руди (магнієві).

Дуніт відрізняються від перидотиту мінералогічним складом і складається майже повністю із олівіну і хроміту.

Ефузивні ультраосновні магматичні породи зустрічаються дуже рідко. Вони представлені пікритами і кімберлітами (синя земля).

Кімберліт – темна порода алмазних лійок, має брекчієподібну будову, залягає в жерловинах циліндричних трубок вибухів. З кімберлітовими трубками пов'язані корінні родовища алмазів.

Магматичні гірські породи мають велике народногосподарське значення. До місць їх залягання приурочено безліч різноманітних родовищ рудних та нерудних корисних копалин, які знаходять широке використання як в промисловості, так і в сільському господарстві. Рудні корисні копалини є сировиною для отримання різних металів: міді, олова, цинку та ін. Нерудні корисні копалини (граніти, діорити, сієніти) є чудовим будівельним та облицювальним матеріалом. Деякі з них служать сировиною, наприклад, апатит для отримання мінеральних добрив та мікроелементів. В процесі вивітрювання магматичні гірські породи руйнуються, стають пухкими. Пухкі магматичні породи входять до складу різних ґрунтів, впливаючи на їх фізико-механічні властивості.

3.5. Осадіві гірські породи

Осадіві гірські породи – геологічні тіла, які складаються із мінеральних чи органічних утворень, а також тих чи інших разом і утворилися із осаду, що відклався на поверхні суші чи на дні водоймища. Вихідним матеріалом для утворення осадових порід являються продукти механічного і хімічного руйнування більш давніх порід (магматичних, осадових, метаморфічних) життєдіяльності організмів, вулканічної діяльності чи атмосферні гази, космічний матеріал. Осадіві породи поширені на нашій планеті, покриваючи біля 75% поверхні суші. Потужність осадової оболонки коливається від долей метра до 10-15 км.

Значення осадових порід у розвитку людського суспільства дуже велике. В наш час із них видобувають біля 80% мінеральної сировини, в т.ч. майже все топливо, більшу частину металів, радіоактивні елементи, мінеральні солі. Осадіві породи являють собою будівельні матеріали широкого використання. Пухкі осадові породи являються головними ґрунтоутворюючими породами.

3.5.1. Утворення осадових порід

Утворення осадових порід являє собою комплекс механічних, фізичних і біологічних перетворень, які проходять в декілька етапів: *утворення* осадового матеріалу, його *перенесення*, *накопичення* осаду і, нарешті, *перетворення* останнього в гірську породу.

Утворення осадового матеріалу проходить в результаті процесів вивітрювання – механічного подрібнення і хімічного розкладу раніше утворених гірських порід, а також життєдіяльності тварин і рослин. Процеси вивітрювання проходять не тільки на суші, а і у водоймищах. Механічне подрібнення порід проходить внаслідок тектонічних процесів, діяльності води, вітру, льоду, під впливом зміни температури, гравітаційних сил, руйнівної дії кореневої системи рослин і ін. Основними факторами його являється атмосферна і ґрунтова вода, вільний кисень і вуглекислота, органічні і мінеральні кислоти. Життєдіяльність організмів теж являється однією із причин утворення осадків. Вона часто супроводжується формуванням скелетних утворень кальциту, кремнезему, фосфатів і ін.

Утворений осадовий матеріал в більшості не залишається на місці. Під дією різних факторів він переноситься на ті ділянки земної поверхні, де існують умови, сприятливі для його накопичення. Перенесення осадового матеріалу проходить головним чином за допомогою води і вітру, льодовиків, які рухаються, зсувів, обвалів і діяльності організмів.

Осадовий матеріал, який знаходився в стані транспортування, при зміні середовища, рельєфу місцевості і геологічної обстановки може перейти в осад. В процесі переносу та осадження осадового матеріалу проходить його розсортування (осадова диференціація). В залежності від стану речовини і причин, які викликають перехід її в осад, виділяють декілька типів диференціації осадового матеріалу.

Механічній диференціації піддається осадовий матеріал, який знаходиться у вигляді уламків мінералів, гірських порід, скелетних решток організмів і відмерлих рослин. Осадження цих компонентів при інших рівних умовах відбувається відповідно до їх розмірів, форми та щільності.

Біогенна диференціація властива розчиненим та газоподібним речовинам. Вибіркове перетворення цих компонентів в тверду фазу здійснюється завдяки життєдіяльності організмів, які будують з них свої скелети, або накопичують їх в м'яких тканинах. Після відбирання організмів (тваринних і рослинних) розподіл їх решток в басейні седиментації коректується за допомогою факторів механічної диференціації.

Хімічній диференціації піддаються речовини, які знаходяться в розчиненому стані. Вона викликається хімічною обстановкою (сольовим складом розчинів, розчинністю і концентрацією окремих компонентів, газовим режимом, лужно-кислотними та окисно-відновними властивостями середовища). Якісні та кількісні зміни обстановки призводять до переходу розчинених речовин в осад.

Фізико-хімічна диференціація проявляється при осадженні колоїдного матеріалу. Перехід останнього в осад здійснюється в

результаті укрупнення частинок при коагуляції колоїдних розчинів.

Утворені різними шляхами осади ще не являються гірськими породами. Осад, який накопився на дні водойми чи на поверхні суші, зазвичай являє собою нерівноважну систему, яка складається з твердої-рідкої, твердої-газової або всіх фаз спільно. Між складовими частинами осаду починається фізико-хімічна взаємодія, активну участь у якому приймають організми, які мешкають в мулі. Стадія, протягом якої система набуває більш-менш рівноважний стан, а осад перетворюється в гірську породу, називається діагенезом.

Під час діагенезу проходить ущільнення осаду під вагою утворених вище нього шарів, обезводнення, перекристалізація. Взаємодія складових частин осаду між собою та з навколишнім середовищем призводить до розчинення і видалення нестійких компонентів осаду та формуванню стійких мінеральних утворень. В результаті життєдіяльності організмів, які мешкають в мулі, може перероблятися значна частина осаду. В кінці цього тривалого процесу діяльність організмів майже повністю припиняється, а система осад-середовище приходить в рівновагу., що свідчить про утворення осадової гірської породи.

Потрапляючи в подальшому на велику глибину, осадові гірські породи зазнають суттєвих перетворень і поступово перетворюються в метаморфічні утворення. Ця стадія життя породи називається катагенезом і протікає під впливом таких факторів: температура, тиск, вода, розчинені в ній солі та газоподібні компоненти, рН, Eh та радіоактивне випромінювання. Катагенетичні перетворення при зануренні осадових товщ зводяться до наступних основних процесів: ущільнення порід, розчинення нестійких з'єднань, утворення нових мінералів, перекристалізація, обезводнення.

У випадку наближення осадових порід до поверхні, зміни їх відбуваються у значно менших масштабах, ніж при зануренні, і тому часто залишаються непомітними. Виявлені на поверхні чи в приповерхневій зоні породи потрапляють під дію факторів вивітрювання.

3.5.2. Структура та особливості хімічного і мінерального складу, текстура осадових порід

Осадові породи мають вторинні і конгломератні структури. Вони розрізняються за генетичними типами порід. У породах з пухким уламковим матеріалом виділяють такі структури (за розмірами уламків): *грубоуламкова* (>2мм), *піщана* (2-0,1мм), *порохувата* (0,1-0,01мм), *глиниста* (<0,01мм) та змішана. Хімічним породам характерна переважно кристалічно-зерниста структура, яка за формою зерен поділяється на види. В органічних породах виділяється детриту сова структура, яка також підрозділяється за розмірами уламків відмерлих організмів. Якщо уламки зцементовані

яким-небудь цементом, структура зветься конгломератною.

За способом залягання складових частин в осадових породах виділяють і два типи текстур: *щільні і пухкі*. За складом цемент буває: вапняний, глинистий, кремнієвий, залізистий та ін. Основні види текстур в осадових породах такі: *безладна, смугаста, хвиляста, флюїдна, пориста*. В хімічних відкладах розрізняють *волокнисту, радіальну та концентричну* текстури.

На відміну від магматичних, осадові породи містять більше оксидів та гідроксидів, води, вуглекислоти, вуглецю (табл. 8). З первинних мінералів залишаються стійкіші до умов земної поверхні: кварц, польові шпати, слюди (табл. 9). Натомість утворюються групи вторинних мінералів, такі як: сульфати, галоїди, карбонати, фосфати, сульфіди, кременисті та глинисті.

Таблиця 8. Порівняльний середній хімічний склад магматичних і осадових гірських порід (за Кларком)

Компонент	Породи		Компонент	Породи	
	магматичні	осадові		магматичні	осадові
SiO ₂	59,14	58,33	TiO ₂	1,05	
Al ₂ O ₃	15,34	13,07	P ₂ O ₅	0,30	
Fe ₂ O ₃	3,08	3,37	Cl	0,05	
FeO	3,80	2,00	S	0,05	
MgO	3,49	2,51	MnO	0,12	
CaO	5,08	5,44	H ₂ O	1,15	
NaO	3,84	1,10	C	-	
K ₂ O	3,13	2,81	CO ₂	0,10	

3.5.3. Класифікація осадових порід

Осадові гірські породи, які відмічено вище, складаються компонентами різного складу і походження – уламковими, органічними, хімічними, а в ряді випадків і вулканічними. Ці компоненти присутні в різних сполученнях і кількісних співвідношеннях. Причому, при однаковому хімічному і мінеральному складі породи можуть мати різне походження. Вапняки, наприклад, можуть бути хімічного, біологічного і уламкового походження. Фосфорити і залізисті породи також утворились завдяки біохімічним реакціям. Ця обставина викликає істотні труднощі при систематизації осадових порід.

Таблиця 9. Мінеральний склад магматичних і осадових порід

Мінерали та інші сполучення	Середня магматична порода, %	Середня осадова порода, %	Умови утворення мі
Авгіт	12,90	-	В глибинних зонах кори (тому не врівн в умовах земної пове
Біотит	8,85	-	
Олівін	2,65	-	
Рогова обманка	1,60	-	
Плагіоклази (анортит та альбіт)	35,40	4,55	Переважно маг походження
Ортоклаз	14,85	11,02	
Кварц	20,40	34,80	Як із магм розплавів, так і о шляхом (стійк поверхневих умовах)
Гідрослюди	-	15,11	
Глинисті	-	14,51	Переважно осадовим шляхом
Доломіт(частково сидерит)	-	9,07	
Кальцит	-	4,25	
Залізисті осадові	-	4,00	
Гіпс та ангідрит	-	0,97	
Фосфатні	-	0,35	
Органічна речовина	-	0,73	
Інші	4,60	1,65	

Найчастіше застосовується порівняно проста класифікація М.С.Шевцова (1934), яка враховує умови утворення, структуру і склад переважаючої частини породи.

Виділяються три основні групи порід:

1. Уламкові.
2. Глинисті
3. Хемогенні і біогенні

Виділення більш дрібних категорій у межах кожної генетичної групи проводиться за додатковими ознаками. В уламкових породах цими ознаками являються структурні особливості – розмір і форма уламків, в хемогенних і органогенних – хімічний склад і ступінь

збереженості органічних решток, в глинистих – глининий мінерал, який переважає.

Уламкові осадові породи

Ця група порід являє собою продукти механічного руйнування магматичних і метаморфічних порід, які залишились на місці або перенеслися у вигляді твердих часток водою чи льодом. Вони мають широке поширення серед осадових утворень і до них відносяться породи, в яких уламкова частина (продукти механічного руйнування) складає більше 50%. Класифікація їх базується на структурних ознаках, на розмірах і формах уламків (табл. 10). Виходячи із розміру частинок розрізняють три групи уламкових порід: грубоуламкові (>2мм.), середньоуламкові або піщані (0,1-2мм) і дрібноуламкові чи пороховаті (0,01-0,1мм.). Форма уламків різна. Переміщуючись по поверхні суші чи дну водоймища, часточки шліфуються, їх вершини і ребра зникають, проходить обкатування уламків порід. Уламки в породі можуть бути зцементовані.

Таблиця 10. Класифікація уламкових порід

Діаметр часток, мм	Групи порід, характер уламків і зложення			
	пухкі		зцементован	
	гострокутні	окатані	гострокутні	о
Грубоуламкові				
>100	брили	валуни	брекчія	коні
10-100	щебінь	галька		
2-10	жорства	гравій		
Середньоуламкові (піщані)				
0,1-2,0	пісок		пісковик	
Дрібноуламкові (пороховаті)				
0,01-0,1	алеврит		алевроліт	

Грубоуламкові породи (псефіти) складаються із уламків різних гірських порід чи окремих великих зерен мінералів діаметром >2 мм. Петрографічний і мінеральний склад цих порід дуже різноманітний. Він визначається складом вихідних порід і характером їх руйнування.

Брили – необкатані, гострокутні уламки гірських порід розміром > 100 мм. Зустрічаються у гірських районах.

Валуни – обкатані уламки гірських порід такого ж розміру, поширені більш широко. Вони утворюються в результаті діяльності гірських річок, льодовиків, сельових потоків. Серед алювіальних і льодовикових відкладів валуни зустрічаються дуже часто. Використовуються як будівельний матеріал та для брукування доріг.

Щебінь – пухка гірська порода з гострокутними уламками розміром 10 – 100 мм. Утворюється при механічному руйнуванні

гірських порід і нагромаджується біля підніжжя схилів. Широко застосовується як баластний матеріал у будівництві залізничних та шосейних доріг.

Галька – утворюється при перенесенні уламків водними потоками чи в результаті прибою. Вона складається переважно із обкатаних уламків розміром 10 – 100 мм різної форми. Являється цінним будівельним матеріалом і широко застосовується в дорожньому будівництві.

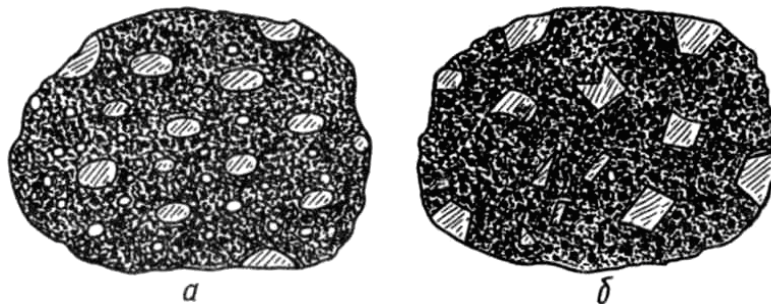
Жорства – порода, яка складається з необкатаних зерен меншого розміру (2 – 10 мм). Відклади її мало поширені і малопотужні.

Гравій - більш – менш обкатані уламки мінералів і гірських порід величиною 2 – 10 мм. Це породи, які також мають невелике поширення.

При цементації пухкі осадові породи перетворюються в щільні. Щільні (зцементовані) осадові породи, які складаються з необкатаних кусків розміром >2 мм, називаються **брекчіями**. Вони утворились шляхом цементації скупчень брил і щебеню, які знаходились біля підніжжя гір.

Конгломерати близькі до брекчій, але відрізняються від них уламками, які обкатані. Оскільки обкатані уламки виникли при обкатуванні каміння на дні моря близько від берега чи в руслі швидкої річки, то конгломерати служать надійним показником давніх морських берегових ліній чи викопних гірських рік.

Брекчії і конгломерати, які мають у відполірованому вигляді красивий малюнок, часто використовується в будівництві як декоративні камінь (мал. 67).



Мал. 67. Конгломерат (а) та брекчія (б)

Середньоуламкові чи піщані породи (псаміти) складаються переважно із часток величиною 0,1 – 2,0 мм і представлені в основному уламками мінералів і рідше уламками порід різних типів. Пухкі піщані породи називаються пісками, а зцементовані – пісковиками.

Піщані породи утворюються в різних умовах, в зв'язку з цим виділяють морські, озерні, річкові, флювіогляціальні, еолові піски.

Морські піски складаються із одного розміру добре обкатаних

піщинок з гладенькою поверхнею. Морські піщані відклади утворюють великі геологічні тіла – відклади, які мають потужність декілька десятків метрів. Озерні утворення мають меншу потужність.

Річкові піски сортуються гірше і поряд з піщаними зернами наявні грубоуламкові, порохуваті і глинисті часточки, залишки нерозкладеного рослинного матеріалу, іноді уламки фауни. Геологічні тіла, які утворені річковими пісками і пісковиками, мають значну довжину при відносно невеликій ширині. Потужність їх також невелика - декілька метрів.

Флювіогляціальні піски і пісковики поширені__серед льодовикових відкладів, відрізняються слабою відсортованістю і поганою обкатаністю уламкового матеріалу. Крім піщаних зерен у них присутні гравій і галька. Піщані відклади цього типу утворюють тіла у вигляді лінз невеликого розміру і потужності.

Еолові піски утворюються в результаті переносу і осадження піщаних часточок повітрям. Вони добре відсортовані – домішки матеріалу іншого розміру і органічних решток відсутні. Геологічні тіла мають значні розміри.

Мінеральний склад пісків і пісковиків різноманітний. Найбільш поширеним мінералом у них являється кварц і нерідко зустрічаються чисті кварцеві піски. В тій чи іншій кількості у пісках можуть бути глауконіт, оксиди заліза, слюда, карбонати і рудні мінерали – магнетит, золото, платина, алмази. Промислові скупчення корисних копалин в пісках називаються розсипами. За мінеральним складом виділяють такі групи пісків: кварцеві, аркозові (польовошпатові), глауконітові, вапнякові, слюдністі, залізисті. Піщані породи використовуються в багатьох галузях промисловості. Кварцеві піски використовуються в скляній і керамічній промисловості, для виробництва скла, порцеляни, для виготовлення вогнетривкої кремнистої цегли, в абразивній промисловості і в металургії як флюс. Піски, які використовуються в скляній промисловості, повинні бути особливо чистими (не менше 98,5% SiO₂). Оптичне скло одержують з пісків і пісковиків, які містять SiO₂ більше 99,8%.

Важливу роль мають піщані породи в будівельній справі, при виготовленні цегли та бетону. Міцні різновидності пісковиків використовуються при будівництві будинків і доріг. Пісковики, які мають приємні кольори, використовуються як облицювальний матеріал. Глауконітові піски і пісковики, при наявності в них 2,5 – 9,0% оксиду калію, після термічної обробки використовуються для удобрення ґрунтів, а також для виготовлення зеленої фарби. Всі піски і пісковики можуть бути ґрунтоутворюючими породами.

Дрібноуламкові чи пилуваті породи (алеврити) складаються на 50% і більше із уламків величиною 0,01 – 0,1 мм. Мінеральний склад уламкової частини такий же як і в піщаних породах, але тут переважають стійкі мінерали – кварц, халцедон, слюди. Вміст

польових шпатів помітно менший, а глинистого матеріалу, сполук заліза – більший.

В товщі пилюватих порід помітна тонка горизонтальна шаруватість, рідше відмічається коса шаруватість. Колір порід в залежності від домішок може бути різноманітним.

Найбільш поширеними пилюватими породами являються леси і лесовидні суглинки.

Лес складається із пилюватих скупчень кварцу, польового шпату (до 30% і більше), зв'язаних між собою глинистою речовиною (до 20% і більше) і кальцитом (іноді до 30%). В невеликі кількості в ньому присутні деякі інші мінерали – слюда, гіпс, оксиди заліза, а також органічна речовина.

Колір лесу змінюється від світло-жовтого до сіро-жовтого. Високопористий (50-60%) і тому характеризується доброю водопроникністю. При значному зволоженні лесів глиниста речовина розпливається, стінки пор частково руйнуються і починається самоущільнення під масою породи. Вертикальна тріщинуватість лесів призводить до швидкого руйнування їх текучою водою, що є однією з причин виникнення ярів.

По відношенню до генезису лесів існує ряд гіпотез. В. В. Докучаєв і його послідовники вважали лес льодовикового походження. Утворення його пов'язували із сортуванням і переносом водою і вітром пухкого матеріалу, відкладеного льодовиком. Геолог А. П. Павлов розглядає лес як делювіальне чи пролювіальне утворення. В.А.Обручев і інші вважали, що лес утворився еоловим шляхом. Відповідно до цієї теорії, пилюваті мінеральні часточки виносились із пустелі, а потім відкладались у смузі затишшя, в степах, вкритих трав'янистою рослинністю. Згідно гіпотези Л. С. Берга, утворення лесів зв'язано з ґрунтово-елювіальною переробкою пухких поверхневих утворень в умовах жаркого клімату.

Лесовидні суглинки порівняно з лесом мають меншу пористість, нерідко шаруваті. За походженням вони являють собою давньоалювіальні, озерні чи делювіальні утворення, а також продукти вивітрювання порід. За хімічним, мінеральним і механічним складом вони подібні до лесів.

Леси і лесовидні суглинки являються цінними ґрунтоутворюючими породами, на яких формуються родючі ґрунти.

Глинисті породи

Ці породи відносяться до найпоширеніших осадових утворень. Їх головними складовими частинами являються глинні мінерали і тонкодисперсний уламковий матеріал – пеліт (розмір часточок менше 0,01 мм). До другорядних компонентів відносяться уламки мінералів піщаної і пилюватої груп, карбонати кальцію, магнію і

заліза, оксиди і сульфідні заліза, сульфати, фосфати, обвуглені рослинні рештки. Сумарна кількість цих домішок може бути до 50%

У природних умовах існує багато видів глинистих порід, які відрізняються складом, будовою, генезисом, фізичними та іншими властивостями. Оскільки їх основними компонентами являються глинині мінерали, назви порід визначаються назвою переважаючих у них мінералів. За мінеральним складом глини діляться на мономінеральні (каолінові, монтморилонітові) і полімінеральні (монтморилоніт – гідро- слюдяні).

Глинисті породи за генезисом діляться на залишкові (первинні) і осадові (вторинні).

Залишкові глини утворюються при вивітрюванні гірських порід на місці їх залягання. При розвиненій корі вивітрювання таким шляхом можуть накопичуватись значні товщі практично мономінеральних глин (каолініт при руйнуванні гранітів). Залишкові глини характеризуються світлим кольором, відсутністю шаруватості, однорідною будовою, відсутністю механічних домішок і органічних решток.

Більша частина глинистих продуктів вивітрювання не затримуються в місцях утворення, а виносяться водою і відкладаються в долинах рік, у морях, озерах, утворюючи **осадові (вторинні) глини**. Осадові глини мають виразну шаруватість, мають механічні домішки, органічні рештки. В більшості вони полімінеральні. Серед осадових глин розрізняють континентальні (озерні, алювіальні, делювіальні) і морські.

Глинисті породи залягають серед осадових утворень у вигляді тіл різних форм і розмірів. Це можуть бути невеликі прошарки, лінзи, а також потужні, в декілька десятків або навіть сотень метрів шари, які мають регіональне поширення. В сухому стані глина являє собою дрібноземлисту масу. При змочуванні глина стає пластичною, в зв'язку з чим їй можна надати будь-яку форму. При вбиранні великої кількості води глина стає липкою. При взаємодії з водою вона набухає, а при висиханні твердіє, зменшується в об'ємі, розпадається на окремі уламки.

Колір глинистих порід різноманітний. При відсутності хромофорів вони білі, а при наявності різних хімічних сполук колір може бути різноманітним. Глини слабопроникні і тому часто являються надійними екранами для природних вод, газів, нафти. Вони характеризуються здатністю склеювати різні часточки, адсорбцією – властивістю поверхневого шару поглинати речовини. До найбільш поширених глинистих порід відносяться гідрослюдисті, каолінові, монтморилонітові і полімінеральні глини.

Гідрослюдисті глини є найбільш поширені. Вони утворюються як в морських, так і в континентальних умовах. У цих глинах, крім слюди і уламкової пелітової частини (менше 0,01 мм) у вигляді

домішок, часто присутні хлорити, монтморилоніт, каолініт, а також уламки кварцу, ортоклазу, слюд, сполуки заліза, марганцю, карбонати. Ці глини використовуються для виготовлення звичайної цегли, цементу, черепиці, фарби, а різновидності з підвищеною вогнетривкістю – для виробництва труб, кислототривких виробів.

Каолінові глини не мають широкого поширення. Первинні каолінові глини містять значну кількість домішок – кварцу, слюди. Вторинні – більш відсортовані, однорідні.

Вони жирні на дотик, м'які, вогнетривкі, мають слабку адсорбційну здатність. Каолінові глини відносяться до ряду цінних представників глинистих порід. Чисті їх різновидності використовуються при виробництві порцелянових і фаянсових виробів, вогнетривкі – для виготовлення вогнетривкої цегли. Значна частина їх використовується для виробництва паперу високої якості, в гумовій і парфумерній промисловості.

Родовища їх зустрічаються вздовж Українського кристалічного щита.

Монтморилонітові глини менш поширені і в чистому вигляді зустрічаються дуже рідко і в невеликих кількостях. Як правило, ці глини містять домішки мінералів із груп каолініту, хлориту і гідрослюд.

Колір їх різноманітний – сірий, зеленуватий. У вологому стані жирні на дотик, набухають у воді, але не пластичні, характеризуються великою вбирною здатністю. Використовуються, завдяки вбирній здатності, для очищення нафтопродуктів, рослинних масел, харчових продуктів, питної води. В сільському господарстві використовують як добавки до кормових раціонів тварин і як добриво.

Унікальні родовища монтморилонітових глин у Черкаській, Хмельницькій, Тернопільській, Закарпатській областях, Криму.

Полімінеральні глини поширені дуже широко. Вони являють собою продукт перевідкладення глинистих порід і глинистих мінералів. Серед останніх переважають гідрослюди, менше каолініту, хлориту і монтморилоніту.

Полімінеральні глини є сировиною для виготовлення цегли, черепиці, гончарних виробів, фарб.

Аргіліти. Під впливом високого тиску, температури та інших факторів глинисті мінерали перекристалізуються. Глина при цьому ущільнюється, цементується, втрачає ряд властивостей і перетворюється в аргіліт. Аргіліти – міцні, дуже ущільнені низькопористі (пористість менше 10%) породи, які не розмокають у воді і не пластичні. Їх склад відповідає гідрослюдистим глинам. Колір їх різний. За текстурою вони бувають однорідні, масивні і тонкошаруваті чи плитчасті. Їх шаруватість свідчить про незначні метаморфічні зміни. При вивітрюванні вони розпадаються на тонкі

пластинки, які поступово розкладаються в глинисту масу.

Змішані породи

Можлива присутність одночасно в осадовій породі трьох і більше компонентів. В цьому випадку їх називають породою проміжного складу чи змішаною.

Змішані породи можна поділити на дві групи:

1. Піщано-глинисті, які складаються тільки з осадових порід.
2. Вулканогенно-уламкові, які являють собою суміш вулканічних компонентів (скла, лави, попелу) з осадовими утвореннями.

Змішані піщано-глинисті породи складаються із часток піску, пилу і глини в різних співвідношеннях. У них можуть бути присутні гравій, галька, валуни, брили. Порода характеризується відсутністю сортування матеріалу. Представниками таких порід є суглинки і супіски різного походження. Вони являються поширеними ґрунтоутворюючими породами.

Супіски складаються в основному з піску і пилу і тільки 10-20% в них складають глини. В залежності від мінералогічного складу колір їх може бути бурий, червоно-бурий, палевий. Супіски водопроникні і слабо утримують воду, не пластичні.

Суглинки на відміну від супісків, містять глинистих часток 20-50%. Вони добре утримують воду, пластичні, бурого і червоно-бурого кольору.

Льодовикові моренні супіски і суглинки містять багато гравію і валунів. Делювіальні і алювіальні супіски, піщано-глинисті породи добре відсортовані і часто шаруваті.

Хемогенні і біогенні

Ці породи відіграють значну роль у будові осадового покриву. Основними складовими частинами їх є продукти хімічних реакцій, які протікають в зоні осадконагромадження, і залишки рослинних, тваринних організмів. Ці компоненти часто присутні разом. Крім основного хемогенного компоненту в цих породах присутні домішки. Так, у вапняках, крім кальциту, присутній доломіт, в силівнітах - силівін і галіт.

За хімічним складом хемогенні і біогенні породи діляться на алюміністі, залізісті, кременисті, марганцеві, фосфатні, карбонатні, соляні і вуглецеві.

Алюміністі осадові породи являють собою скупчення оксидів алюмінію (глинозему). Вміст їх коливається в межах 30-50% в перерахунку на безводний Al_2O_3). Значне місце в цих породах займають домішки, серед яких основними є оксиди заліза (10-30 іноді до 50%), аморфна кремнекислота, каолінит, карбонати, а також уламкові мінерали – кварц, польові шпати, мусковіт. Головними

алюміністими породами є латерити і боксити.

Латерити являють собою кору вивітрювання порід, які багаті алюмосилкатами, що утворилась в умовах жаркого сезонно-вологого клімату, При чергуванні посушливих і дощових сезонів проходить інтенсивне, глибоке хімічне розкладення порід. Рухомі сполуки, які при цьому утворюються, виносяться, а на місці залишаються і поступово нагромаджуються оксиди алюмінію, заліза і деяких інших компонентів, які складають латерит. Ці породи мають переважно коричнювато-червоний, рідше сірувато-рожевий колір, пухкі водопроникні, або щільні. На латеритах формуються ґрунти вологих субтропіків.

Боксити, так як і латерити, складаються переважно з оксидів алюмінію і заліза з домішками мінералів групи кремнію. Вміст оксидів алюмінію може бути 70-80%. Це вказує на можливе утворення бокситів у результаті перевідкладення латеритної кори вивітрювання. Породи ці приурочені до озерно-болотних і морських відкладів. Колір їх різноманітний, переважають червоні і коричневі тони. Маса порід, в основному, тверда, рідше м'яка, часто оолітового вигляду, Боксити – цінна алюмінієва руда. Родовища їх знаходяться за межами України – Урал, Сибір, Казахстан.

До групи *залізистих* порід відносяться утворення, які характеризуються високим вмістом заліза. Сюди входять оксидні сполуки (лімоніт, гематит), карбонати (сидерит), сульфід (пірит). Крім мінералів заліза в породах присутня значна кількість кремнезему (30-40%), глинозему (до 25%), а також - марганець, титан, магній, кальцій, фосфор і інші. Головними представниками порід цієї групи являються бурі залізняки (болотна чи лучна руда), сидерити. Залізисті осадові породи являються рудою для одержання заліза, марганцю, для виготовлення фарб. Родовища – Керченське, Тульське, Липецьке.

До *марганцевих* осадових порід відносяться утворення, які містять більше 10% оксиду марганцю. В їх склад входять різні мінерали марганцю, в основному оксиди і карбонати. Крім того, в породах присутня значна кількість інших компонентів (до 90%), які представлені оксидами заліза, глинистими мінералами, кальцитом, уламковим матеріалом. Колір порід переважно темний. Будова їх земляста, щільна, оолітова, бобова. Марганець, як і залізо, переноситься у вигляді колоїдних сполук. Можливо, що в утворенні марганцевих порід приймають участь мікроорганізми. Використовуються для отримання спеціальних сортів скла, сталі, чавуну. Родовища - в районі Запоріжжя, Нікополя.

До групи *кремністих* відносяться породи, які повністю чи частково складаються з кремнезему (опал, халцедон). Поряд з кремнеземом у них присутня значна кількість уламкового матеріалу (піщані і пилуваті часточки), глинисті мінерали, сульфід, оксиди

заліза, карбонати, залишки організмів. Найбільш поширені діатоміти, трепели, опоки, яшми.

Діатоміти являють собою породи, які майже повністю складаються із опалу. Головною їх складовою частиною являються залишки діатомових водоростей (до 70-80%). Решта опалу хіміко-біологічного походження, Діатоміти – легкі, пористі, білого кольору, іноді з жовтуватим і сіруватим відтінком. За зовнішнім виглядом вони нагадують крейду, марають руки, вбирають воду, але не киплять при взаємодії з соляною кислотою. Використовуються діатоміт як тепловий і звуковий ізолятор, як фільтрувальний і абразивний матеріал, а також як наповнювач. Родовища - Донбас, Закавказзя.

Трепели складаються головним чином із дуже дрібних часток опалу, залишків діатомових водоростей, радіолярій, губок з домішками піску, глини, пилу і карбонатів. За зовнішнім виглядом трепели не відрізняються від діатомітів. Трепели легкі, високопористі, м'які, жадібно вбирають воду. Використовується для ізоляції, шліфування, фільтрування. Поширені в Україні.

Опоки відрізняються від описаних порід більш темним кольором, високим вмістом уламкової глинистої і карбонатної частин, великою щільністю, твердістю і меншою пористістю. При ударі розколюється із дзвоном на дрібні уламки.

Яшми - щільні, дуже тверді, різноманітного кольору породи. Основним породоутворюючим мінералом являється халцедон. Домішки –глинистий матеріал, оксиди заліза, органічні рештки, Яшми – красивий декоративний камінь. Смугасті різновиди з різноманітними малюнками називаються пейзажними яшмами. Родовища – Алтай, Урал, Кривий Ріг.

Фосфатні породи. Найбільш відомі з них фосфорити До них ще відносять різні осадові породи (пісковики, глини, вапняки), які збагачені кальцієвими солями фосфорної кислоти. В фосфоритах присутні апатит, глинистий матеріал, кальцит, магнезит, піщані і пилуваті часточки, органічна речовина, залишки діатомових водоростей, оксиди, сульфіді. Утворення сполук, які містять фосфор, пов'язане з життєдіяльністю тварин і рослин.

Зустрічаються фосфорити у вигляді суцільних землистих мас, шарів і конкрецій. Шаруваті породи являють собою зернисті темного кольору утворення. Фосфорити у вигляді конкрецій складаються з чорних чи коричнюватих-чорних кулястих утворень радіально-променевої чи жовтової будови.

Фосфорити знаходять широке застосування в сільському господарстві як фосфорнокисле добриво. Дякуючи більш низькій розчинності в порівнянні з іншими мінеральними добривами, вони найбільш ефективні на кислих ґрунтах. Фосфорити з більш високим вмістом оксиду фосфору використовуються для виробництва

суперфосфату. Родовища - біля Могилів-Подільського, Курська.

Карбонатні породи відносяться до числа широко поширених осадових утворень. Основними складовими частинами їх є кальцит і доломіт. У вигляді домішок присутні глинисті мінерали, уламкові часточки, сульфіди і оксиди заліза, залишки органічної речовини. Для віднесення породи до групи карбонатів необхідно, щоб в ній містилось не менше 50% карбонатного матеріалу. Найбільш поширеними представниками є вапняки, крейда, мергелі, доломіти, змішані вапняково-доломітові утворення. Родовища в Україні – Придніпров'я, Донбас, Крим.

Вапняки є найбільш поширеними карбонатними породами. Вони складаються в основному з кальциту. Як домішки в них присутні: глинистий матеріал, піщані часточки, оксиди заліза, солі. Характерною особливістю вапняків є їх взаємодія з соляною кислотою. Колір – світлий, а чисті породи мають білий колір. Вапняки відрізняються міцністю, низькою пористістю.

За походженням вони бувають біогенні і хемогенні. Біогенні вапняки в значній частині (більш ніж на 20-30%) складаються з кальцитових черепашок, різних видів фауни, а також із залишків водоростей, які складені кальцитом. Характерними представниками біогенних утворень є рифові вапняки. Хемогенні вапняки в основному складаються з кальциту, який випав в осад хімічним шляхом. Їм властива кристалічна будова, незначна кількість органічної речовини, глинистого і уламкового матеріалу.

Вапняки використовуються при виробництві цементу, соди, як флюс при виплавці металів, в сільському господарстві для вапнування кислих ґрунтів.

Крейда в основному складається з органічних решток (до 70-80%) і пілуватого хемогенного кальциту. Як домішки присутні глинистий і уламковий матеріал. Порода білого кольору з сіруватим чи жовтуватим відтінком, марає руки. Інтенсивно взаємодіє навіть із слабою соляною кислотою, характеризується високою пористістю до (40-50%), легко піддається обробітку. Крейда утворюється в морських басейнах і широко використовується при виробництві паперу, як біла фарба в будівництві, як пишучий матеріал. Вона може бути заміником вапняку в багатьох виробництвах.

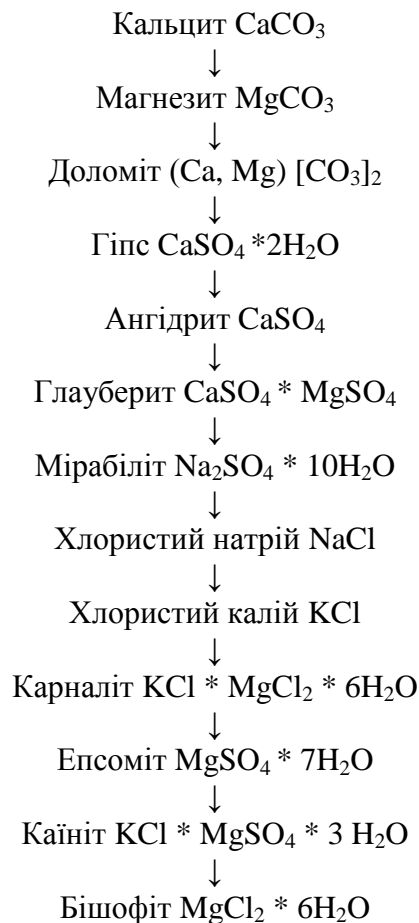
Доломіти – породи, які складаються в основному із мінералу доломіту. Крім нього, часто присутній кальцит, глинистий і уламковий матеріал, а також гіпс, опал. Доломіти подібні до кристалічних вапняків. Колір у них більш темний – світло-сірий, зеленувато-сірий, сірувато-жовтий. Неподрібнені доломіти на холоді практично не взаємодіють з соляною кислотою, вони низькопористі, середньої твердості. Використовуються як будівельний матеріал, для виготовлення зв'язуючих речовин, скла для вапнування кислих ґрунтів.

Мергелі складаються на 25-75% із кальциту (доломіту) і глинистого матеріалу. Крім того в них присутні: уламковий матеріал, залишки флори і фауни, сульфіди і оксиди заліза, гіпс. В залежності від домішок породи можуть бути різні за кольором з переважанням сірих відтінків. Будова мергелів щільна, іноді сланцювата. Використовуються для виготовлення цементу і вапнування кислих ґрунтів.

До групи **соляних порід** відносяться осадові утворення, які складаються в основному із сульфатів чи хлоридів натрію, кальцію, калію і магнію. Основними складовими частинами цих порід являються такі мінерали: гіпс, ангідрит, галіт, сильвініт, карналіт. Найбільш поширеними домішками є глинистий матеріал, карбонати, оксиди і сульфіди заліза.

Для соляних порід характерний світлий колір (білий, світло-сірий, жовтувато-сірий), низька твердість, добра розчинність в воді та слабких кислотах, кристалічна будова, відсутність органічних решток. Породи утворюються в результаті випадання в осад із мінералізованих вод континентальних водоймищ в умовах жаркого сухого клімату, коли випаровування істотно переважає над надходженням прісних вод.

Найбільш часто солі випадають із розчину в наступній послідовності:



Соляні породи залягають у вигляді пластів потужністю до декількох сотень метрів, у формі лінз, а також складних тіл – штоків, куполів, гребнів і ін.

Кам'яна сіль утворює великі, іноді товщиною декілька сот метрів, поклади у вигляді зернисто-кристалічної чи суцільної маси галіту. Чиста порода не має кольору. Домішки надають їй білий, блакитний, рожевуватий, червоний і сірий колір. Використовується в харчовій промисловості. Також є сировиною для добування кальцинованої соди, соляної кислоти, хлору і ін. речовин. В Україні родовища – Слав'янсько-Артемівське, Солотвинське, Шумківське.

Калійні солі складаються із сільвіну, сильвініту, карналіту. Колір порід різний в залежності від домішок. Калійні солі гігроскопчні, легко розчиняються в воді, мають гірко-солоний смак. Породи використовуються головним чином як добриво. Видобуваються калійні солі в Україні на Прикарпатті (Калуш).

Гіпсові породи складаються в основному із гіпсу. Як домішки зустрічаються: галіт, опал, доломіт, кварц, глинистий матеріал. Чисті різновидності породи білого кольору, домішки надають жовті, червоні, сірі відтінки.

Використовуються головним чином для виготовлення будівельних матеріалів, в медицині, для виробництва сірчаної кислоти і паперу, для гіпсування лужних ґрунтів - солонців.

Каустобіоліти – природні горючі утворення органічного походження. Їх основними складовими частинами являються різні органічні вуглецеві сполуки. В каустобіолітах можуть бути домішки уламкових і хемогенних компонентів, які іноді складають 50% і більше. Колір порід переважно темний, до них відносяться: торф, вугілля, бурштин, сапропель, горючі сланці, нафта, асфальт, озокерит.

Торф утворюється в результаті розкладання рослинного матеріалу в умовах надмірного зволоження без доступу повітря. Анаеробні процеси розкладу протікають повільно. Залишки болотних і дерев'янистих рослин в різних стадіях розкладу поступово накопичуються. Порода являє собою рихлу, іноді кашоподібну масу бурого чи чорно-бурого кольору, яка містить до 85-90% води.

Залежно від джерела зволоження розрізняють: верхові, низинні і перехідні болота. Болота, які розміщуються в знижених елементах рельєфу з близьким заляганням до поверхні мінералізованих ґрунтових вод зветься низинними. До них зноситься значна кількість неорганічного матеріалу. Такі умови сприяють росту розкішної рослинності (осока, очерет і ін.). Торф низинних боліт має високу зольність, невисоку кислотність, відносно високий вміст елементів живлення. Верхові болота утворюються на вододілах за рахунок

атмосферних опадів. Головними торфоутворювачами тут являються мохи (сфагнум, гіпнум). Вони малозольні, кислі. Перехідні болота займають проміжне положення. Використовується торф як місцеве паливо, як добриво.

Вугілля утворилось із рослинних решток на протязі мільйонів років під впливом складних фізико-хімічних процесів. При перетворенні торфу з добре збереженими рослинними рештками в вугілля проходить зменшення первинної товщі торфу в 6-7 разів.

Після того, як поклади торфу перекриваються глинистою чи піщано-глинистою покрівлею починається інтенсивна дегідратація торфу. При цьому проходить зміна органічних речовин під впливом біохімічних процесів.

Вугілля – джерело енергії і сировина для одержання органічних сполук при перегонці.

Бурштин – затверділа смола хвойних дерев третинного віку. Колір від жовтого до коричневого, буває прозорий і матовий, містить включення рослин і комах. Бурштин легко плавиться, горить, широко використовується в ювелірній справі, електрохімічній промисловості і хімічному виробництві.

Сапропель – аморфна, студнеподібна органічна маса, яка збагачена білковими і жировими речовинами. Це залишки відмерлого планктону, який перемішаний з давніми мулистими часточками. Порода використовується для одержання газу, смоли, в медицині (як лікувальна грязь), тваринництві (біодобавки до корму), як добриво.

Горючими сланцями називають тонкошаруваті сланцюваті глинисті чи мергелісті породи, які збагачені вуглеводнями. Органічні речовини, що просочують породи, зветься бітумами. Вони утворились внаслідок розкладання органічних решток в умовах нестачі кисню. Процес утворення їх із сапропелей подібний до процесу утворення вугілля з торфу. Горючі сланці застосовуються як місцеве паливо і як сировина для хімічної промисловості. При сухій перегонці вони виділяють цінні рідкі і газоподібні речовини.

Нафта являє собою маслянисту рідину складного і непостійного хімічного складу з характерним запахом і кольором, який змінюється в залежності від складу від чорного до світло-жовтого. Вона також є продуктом наступних перетворень сапропелю.

Асфальт і озокерит генетично і просторово тісно пов'язані з нафтою і утворюються в процесі окислення нафти в поверхневих шарах земної кори.

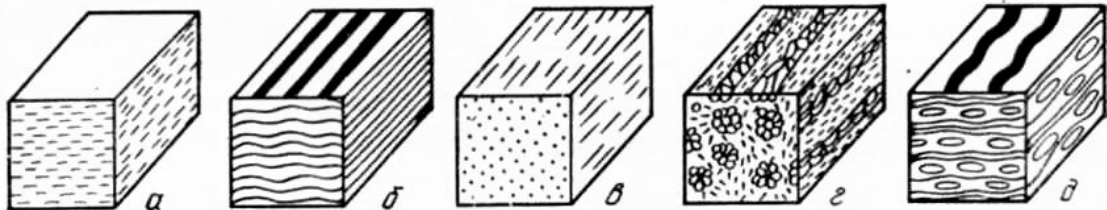
3.6. Метаморфічні гірські породи

Ці породи утворюються з магматичних осадових і раніше

утворених метаморфічних гірських порід під впливом високого тиску, температури, дії гарячих газів і парів води. Ці зміни здійснюються під дією ендогенних сил, коли порода опиниться в нових термодинамічних умовах. Породи залишаються в твердому стані і лише в окремих випадках метаморфізм супроводжується перекристалізацією. Зміни при метаморфічних процесах бувають настільки значні, що важко відновити початковий вигляд породи. При метаморфізмі змінюється структура, текстура, мінералогічний, а іноді й хімічний склад порід. Проходить руйнування старих мінералів і утворення нових мінеральних груп, більш стійких в нових умовах.

Залежно від переважаючого впливу певного фактору виділяють різні типи метаморфізму. *Динамометаморфізм* виникає при тектонічних рухах земної кори, внаслідок чого зростає однобічний тиск, який веде до сланцюватості. *Термічний*, для якого основним фактором впливу є висока температура, *пневматолітовий* – гарячі газу, а *гідротермальний* – перегріті водні розчини. Наслідком їх дії є перекристалізація чи поява нових мінералів. Залежно від площі дії факторів метаморфізм буває *регіональний і контактний*.

Для метаморфічних гірських порід характерна повнокристалічна структура, текстура – *сланцювата, смугаста, плейчаста, очкова*, рідше – *масивна* (мал. 68). Зовнішньо сланцюватість нагадує шаруватість осадових порід, але походження їх пов'язане з дією тиску. При цьому утворюються породи з меншим об'ємом і більшою щільністю.



Мал.68. Текстура метаморфічних гірських порід (за І. А. Єлісеєвим) а – сланцева (плоскопаралельна), б – сланцева хвиляста, в – лінійна чи лінійно-паралельна, г – стеблова і олівцева, д – лінзовидна чи очкова.

Сланцювата текстура властива різноманітним метаморфічним сланцям, смугаста і очкова – найчастіше гнейсам, масивна – мармурам, кварцитам, роговикам. Відповідно до цього метаморфічні породи діляться на два класи: сланцюваті та несланцюваті. До перших належать сланці і гнейси, до других – мармури, кварцити, роговики та інші.

3.6.1. Характеристика найбільш поширених метаморфічних порід

Гнейси (назва від слов'янського гнус – гнилий) являють собою метаморфічні породи, які складаються з польового шпату, кварцу, слюди. Але всі ці мінерали, на відміну від гранітових порід, розміщені в лінійному порядку і пошарово: шар із ортоклазу змінюється шаром кварцу, а він - шаром слюди. Колір сірий, від світлого до темного. Гнейси утворюються з граніту під впливом високих температур і тиску. Породи з перехідними ознаками від гранітів до гнейсів називаються граніто-гнейсами. Гнейси і граніто-гнейси використовуються як будівельний матеріал і для брукування вулиць, як і граніти, але поступаються останнім по міцності. Завдяки шаруватому розміщенню мінералів, вони швидше вивітрюються і руйнуються в напрямку сланцюватості, ніж породи зернистої будови.

Виділяють силіманітові гнейси, в яких при розкладі радію виділяється газ радон. Підземні води, циркулюючи по тріщинах силіманітового гнейсу, збагачуються радоном. Радонові води мають невелику кількість сполук урану і використовуються з лікувальною метою (радикуліти, артрити, екземи і ін.). Радонові води мають широке поширення в Україні – м. Хмільник (Вінницької обл.), Житомир, Біла Церква (Київської обл.).

Сланці. В залежності від переважаючого мінералу сланці бувають декількох різновидностей.

1. *Пірофілітові* – єдине родовище знаходиться в Овруцькому районі Житомирської області. Порода м'яка, легко ріжеться ножом і дряпається нігтем. Має рожевий колір, добре виражена шаруватість. Використовуються для виготовлення газових пальників і пальників для маяків.

2. *Кристалічні сланці* складаються з кристалічних мінералів, які розміщені в породі в лінійному порядку. Мінерали мають вигляд листків чи пластинок, які лежать паралельно і сильно спресовані.

В залежності від переважання того чи іншого мінералу розрізняють різні кристалічні сланці.

– *хлоритовий* – складається переважно з листочків зеленого хлориту. В Овруцькому районі знаходяться епідот-хлоритові сланці з підвищеним вмістом фосфору, магнію, кальцію і багаті мікроелементами. Мають зелений колір. Можуть використовуватись як добриво.

– *слюдяні* сланці складаються в основному із лусочок слюди з домішкою кварцу сірого, зеленувато-сірого кольору.

3. *Талькові* - світлі, м'які, жирні на дотик, складаються з маси тальку.

4. *Філіти* – темно-сірого чи зеленого кольору з сріблястим відтінком, являють собою глинисто-слюдянисті чи слюдяно-глинисті сланці. Породи багаті на органічну речовину.

5. *Глинисті* – слабометаморфізовані глинисті породи чорного, сірого чи зеленуватого кольору.

Роговики – щільні кристалічні породи сірого кольору з раковистим зламом. Утворюються із глинистих сланців і ефузивних зелено-кам'яних порід.

Кварцити – дуже щільна порода, яка складається із кварцу, зцементованого кремнієвою кислотою. Кварцити утворились в результаті зміни пісковиків під впливом високого тиску і високої температури в надрах Землі. Вони являють собою дуже міцний будівельний і облицювальний матеріал. В залежності від домішок, колір кварцитів буває від білого, сірого до темно-червоного і навіть синього. Темно-малиновий відтінок надають домішки гематиту чи лімоніту. Родовища залізних руд, де добувають залізисті кварцити, знаходяться в Кривому Розі, в Овруцькому районі. Використовуються кварцити для виготовлення вогнетривкої цегли, для феросплавів, як флюси в кольоровій металургії, в будівництві.

Мармур – масивна рівномірнозерниста метаморфічна порода, яка є продуктом перекристалізації вапняків, а іноді й доломітів, під впливом високої температури і великого тиску. Чистий мармур має білий колір. Домішки графіту чи вуглекислої речовини надають йому блакитний, сірий і навіть чорний колір, оксиди заліза – жовті та рожеві тони. Він легко дряпається ножем і реагує при змочуванні його соляною кислотою. Елювій мармуру є ґрунтоутворюючою породою. Використовується в будівництві, електротехніці. Родовища мармуру – Крим, Урал, Середня Азія.

Питання для самоконтролю

1. З чого утворюються осадові породи?
2. Дайте характеристику процесу утворення осадових порід
3. Назвіть особливості будови, мінералогічного і хімічного складу осадових порід
4. Класифікація осадових порід
5. Опишіть ознаки і властивості грубо уламкових порід
6. Дайте характеристику середньоуламкових (піщаних) порід
7. Які ознаки та властивості характерні пилуватим породам?
8. Назвіть глинисті породи та опишіть їх властивості
9. Які породи називаються супіщаними та суглинковими?
10. Які осадові породи відносяться до хемогенних і біогенних?
11. Дайте характеристику бокситам і латеритам
12. Опишіть фосфорні, залізисті та марганцеві породи.
13. Охарактеризуйте головні кремністі породи
14. Назвіть головні карбонатні породи та дайте їм коротку характеристику.
15. Властивості соляних осадових порід

16. Як утворюються метаморфічні породи?
17. Опишіть види структури і текстури метаморфічних порід.
18. Назвіть основні метаморфічні породи.
19. Опишіть гнейси та їх властивості.
20. Опишіть сланці, їх властивості та використання.
21. Опишіть мрамур і кварцити та їх значення.

Розділ 4. ГЕНЕТИЧНІ ТИПИ ГРУНТОУТВОРЮЮЧИХ ПОРІД ТА

ПОШИРЕННЯ ЇХ НА УКРАЇНІ

Тверда оболонка землі або літосфера складається з магматичних, метаморфічних і осадових порід. В наш час магматичні та метаморфічні породи виходять на поверхню суші порівняно рідко. Вони перекриті товщею осадових порід.

Древні осадові породи, утворені в дочетвертинний період, з часом втратили пухкість, пористість і є переважно щільними породами.

Давні осадові породи і масивнокристалічні об'єднуються за віком в одну групу дочетвертинних, або корінних порід. Молоді осадові породи сформувались в четвертинний (антропогенний) період в результаті вивітрювання корінних порід і перевідкладення продуктів їх руйнування водою, вітром чи льодовиком. Їх утворення продовжується і в наш час. На відміну від щільних корінних порід вони характеризуються необхідними для ґрунтоутворення властивостями: пухким складенням, пористістю, водопроникністю, вологоємністю і вбирною здатністю.

Пухкі осадові породи є головними ґрунтоутворюючими породами. Залежно від генезису, умов формування четвертинні осадові породи характеризуються різним складом, будовою, складенням і властивостями, що суттєво відбивається на ґрунтоутворенні і родючості утворених ґрунтів.

4.1. Характеристика ґрунтоутворюючих порід

Виділяють такі основні генетичні типи четвертинних осадових порід: елювіальні, делювіальні, пролювіальні, алювіальні, озерні, льодовикові, воднольодовикові, еолові, леси і лесовидні суглинки та інші.

Льодовикові відклади. Ці ґрунтоутворюючі породи складені різними за формою, розмірами і складом уламками та іншими наносами, які перенесені льодовиком. Вони завжди погано відсортовані, містять в своїй товщі і на поверхні обкатані уламки (валуни, гальку), різноманітні за кольором та гранулометричним

складом.

Найбільш поширеними серед льодовикових порід є моренні відклади, які являють собою вохристі, червоні, червоно-бурі суглинки і глини, в масі яких є валуни і галька. Поряд з суглинками і глинами зустрічаються піски і супіски, які містять обкатаний грубоуламковий матеріал кристалічних порід.

В цілому моренні відклади не можна рахувати багатими материнськими породами. На суглинистих і глинистих моренних відкладах з великою кількістю валунів формуються сильно завалунені ґрунти. Відсутність карбонатів в породі сприяє розвитку підзолистого процесу і формуванню ґрунтів з поганими фізичними і хімічними властивостями, присутність їх пом'якшує опідзолення.

Потужність морени коливається в межах від 1-2 до 8-10м. В одних районах морени поширені рівномірно, утворюючи рівнинний рельєф, в інших - утворюють горби чи гряди.

При зупинці і таненні льодовика біля краю проходить утворення і накопичення валунно-галечникового матеріалу у вигляді гряд кінцевих морен. Довжина моренних гряд може сягати сотень кілометрів, а висота не перевищує декількох метрів. Льодовики нерідко створюють особливі форми рельєфу за рахунок виорювання при розвитку льодовикової ерозії (екзарації). До льодовикових елементів рельєфу відносяться коритоподібні гірські долини, які називаються трогами, кари – зниження, які нагадують по формі крісло, друмлини - еліпсоподібні горби, які перекриті відкладами льодовика.

Морени являються материнськими породами на значній території північних районів Європи, які раніше були вкриті льодовиками. На цих породах в більшості утворюються підзолисті і дерново-підзолисті ґрунти.

Воднольодовикові відклади утворюються в результаті діяльності водних потоків при таненні льодовика. Вони поширені в межах південної межі льодовика. Характеризуються доброю відсортованістю матеріалу, суглинковим, супіщаним і піщаним механічним складом.

Воднольодовикові відклади безкарбонатні і на них утворюються малородючі з кислою реакцією ґрунти. Вони створюють своєрідні форми рельєфу: ками, ози, зандрові рівнини.

Ками – овальні з плескатими вершинами горби, які складені добре відсортованими суглинками і дрібнозернистими пісками.

Ози – довгасті підвищення, які зовні нагадують залізничні насипи. Вони утворюються із піщано- галькового матеріалу.

Зандрові рівнини – значні за площею, вирівняні простори, які поширені південніше кінцевих морен. Складені в основному піщаними наносами і являють собою своєрідні конуси виносу цих відкладів багаточисленними льодовиковими потоками.

Озерно-льодовикові відклади поширені в озерах, які утворились при таненні льодовика. Широко представлені у вигляді стрічкових глин, в яких чергуються темні і тонкі глинисті горизонти, які відкладені взимку і більш світлі піщані прошарки, які утворились в літній період. Грунти, які формуються на стрічкових глинах, завжди перезволожені.

Алювіальні відклади – це породи, які утворюються різним матеріалом, який приноситься і відкладається водами гірських і рівнинних рік в гирлах і по берегах. Відклади характеризуються шаруватістю і доброю відсортованістю уламкового матеріалу. Діляться на давні і сучасні. Алювіальні відклади гірських рік з швидкою течією представлені піщаними наносами з великою кількістю валунів, гальки, дерев'янистих решток. В долинах рівнинних річок, які мають спокійну течію, алювіальні наноси шаруваті, піщано-глинисті і суглинисті. Грунти, які формуються на алювіальних породах, містять значну кількість доступних для рослин поживних речовин, тому характеризуються високою родючістю. Давньоалювіальні відклади поширені на високих терасах в межах піщаних низовин Українського Полісся.

Озерні відклади утворюються в сучасних і давніх озерних котловинах. Вони дуже різноманітні за хімічним складом. Характеризуються доброю відсортованістю матеріалу, а за гранулометричним складом можуть бути глинами, суглинками, супісками, пісками. Часто озерні породи містять мул, мергель і сапропель. Грунти, які утворились на озерних породах, характеризуються високою родючістю, але часто заболочені.

Елювіальні відклади – це продукти кристалічних і щільних осадових порід, які залишились на місці їх вивітрювання. За мінералогічним і хімічним складом відклади нічим не відрізняються від вихідної корінної породи. Завжди щербеністі і кам'яністі, погано відсортовані, неоднорідні за гранулометричним складом. Грунти, які формуються на цих породах, завжди щербеністі.

Делювіальні відклади утворюються в результаті перевідкладення продуктів вивітрювання гірських порід талими і атмосферними водами. Відкладаються на схилах і біля підніжжя схилів у вигляді шлейфів чи конусів виносу. Відрізняються деякою відсортованістю уламкового і дрібнозернистого матеріалу паралельно схилу. За гранулометричним складом – це частіше всього суглинки, в яких проявляється шаруватість.

Пролювіальні відклади представлені погано відсортованим грубоуламковим матеріалом, який утворився в результаті тимчасових гірських потоків. Відклади щербеністі, кам'яністі.

Колювіальні відклади представляють собою грубоуламковий, слабовивітрений матеріал, який скочується з гір під дією маси.

Морські відклади утворюються в результаті трансгресій і

послідуючих регресій морів. Вони різні за мінералогічним і хімічним складом та представлені пісками, супісками, засоленими глинами різного кольору.

Еолові відклади – типові континентальні вітрові утворення. Представлені в основному піщаними наносами і утворюють своєрідні акумулятивні форми рельєфу – дюни, бархани. Еолові відклади бідні на елементи живлення.

Леси і лесовидні суглинки палевого кольору, суглинстого, а в південних районах глинистого механічного складу, збагачені карбонатами. Це багаті ґрунтоутворюючі породи і на них утворюються чорноземи, які поширені в лісостеповій, степовій і сухостеповій зонах.

Властивості ґрунтоутворюючих порід мають великий вплив на склад, ріст, розвиток і продуктивність лісових насаджень. Формування останніх залежить від типів відкладів. Так, на воднольодовикових відкладах поширені соснові, а на моренних суглинках – ялинові, березові і осикові ліси, на лесах і лесовидних суглинках – дубові з домішкою грабу, липи і інших видів.

Виникнення, поширення, ріст, розвиток і продуктивність різних типів лісових насаджень залежить від властивостей ґрунтоутворюючих порід, ґрунтів і кліматичних умов, які змінюються в територіальному відношенні. В північних широтах підзолисті піщані ґрунти вкриті хвойними лісами тайгової зони. В західній і південній частинах цієї зони на супіщаних підзолистих ґрунтах в хвойних лісах багато листяних порід. В лісостеповій зоні сірі лісові ґрунти на лесових породах зайняті в більшості широколистяними лісами.

4.2. Поширення ґрунтоутворюючих порід на території України

Для ґрунтоутворюючих порід України помітна характерна закономірність у їх поширенні в напрямку з півночі на південь. На рівнинах північніше межі зледеніння, переважають морени, водно - і озерно-льодовикові відклади. Південніше ареалу поширення цих ґрунтоутворюючих порід залягають леси і лесовидні суглинки. Така закономірність в основному відбилась на ґрунтово-географічному районуванні країни.

Зона Полісся. Територія Українського Полісся зайнята переважно материнськими породами льодовикового походження – моренами і водно-льодовиковими відкладами. Морени на Поліссі представлені невідсортованою породою, червоно чи жовто-бурого забарвлення, супіщаного чи легкосуглинкового гранулометричного складу. В масі породи зустрічаються валуни і галька. Хімічна особливість морени – кисла реакція середовища.

Водно-льодовикові відклади на Поліссі займають моренно-

зандрові рівнини і характеризуються більш легким гранулометричним складом ніж морени. Породи відрізняються косою шаруватістю наносів, у дрібнозернистій масі яких міститься грубий обкатаний пісок. Піщані і глинисто-піщані відклади займають широкі пониження, а супіщані – водороздільні рівнини. Грунтовий покрив на породах льодовикового походження представлений дерново-підзолистими ґрунтами.

Заплави рік низькі, переважно перші тераси покриті сучасними алювіальними відкладами піщаного гранулометричного складу. Високі річкові тераси зайняті давніми алювіальними піщаними і супіщаними відкладами. При близькому заляганні корінних підстилаючих порід (граніти, гнейси та інші) зустрічаються їх елювіальні відклади.

Зона Лісостепу характеризується однотипністю ґрунтоутворюючих порід, тому і ґрунтовий покрив характеризуються літологічною однорідністю. Поширені тут сірі лісові і чорноземні ґрунти, сформовані в основному на лесах і лесовидних суглинках.

У північно-західній частині Лісостепу леси переважно грубопилувато-легкосуглинкові. Водостійкість їх недостатня, що веде до розвитку ерозійних процесів і формування еродованих ґрунтів.

У Придніпровській низовині та на більшій частині центрального Правобережного Лісостепу леси в основному середньосуглинкові. На лівобережжі низинний рельєф і близьке залягання солей, що сприяє засоленню лесових порід переважно содою. Волино-Подільська і Лівобережна підвищена рівнини характеризуються припіднятим водно-ерозійними рельєфом, де потужність лесової товщі досягає 25-30м. Леси в цій місцевості бувають як середньо- так і важко суглинкові.

Лесові породи відрізняються значною карбонатністю. Вміст карбонатів кальцію і магнію складає більше 5-15%, а інколи і 25-30%. Наявність їх в лесі спостерігається у виді прожилок, плісняви. В масі лесу нерідко відмічаються зкам'янілі включення у вигляді лялечок, дутиків.

Третинні червоно-бурі, балтські і інші карбонатні глини поширені в західних і південно-західних областях України (Балта, Чернівці, Кам'янець-Подільський), мають важкий гранулометричний склад (мулу до 50%), дуже пластичні, водонепроникні, часто солевмісні. На таких породах поширені чорноземні ґрунти які «закипають» з поверхні.

Степова і сухостепова зони. Ґрунтоутворюючою породою тут на значних просторах є важкосуглинкові і глинисті леси, особливо в Причорноморській низовині. Леси покривають водорозділи і високі давні тераси. В більшості випадків породи засолені, а карбонати представлені білозіркою чи псевдоміцелієм. Широко поширені

червоно-бурі і строкаті балтські, майкопські, тортонські і інші карбонатні глини. В долинах і на терасах спостерігаються давні та сучасні алювіальні суглинисті часто засолені відклади.

Карпатська гірська провінція. Грунтоутворюючими породами для більшості поширених тут буроземних ґрунтів є елювіальні, делювіальні і елювіально-делювіальні відклади корінних флішових порід. Ці ґрунтоутворюючі породи займають вершини і схили різної протяжності, форми, експозиції і крутизни. Вони утворились при вивітрюванні гірських порід, які називаються флішем. Фліш – це комплекс порід морського походження з характерним перешаруванням пісковиків, глинистих і інших сланців (аргілітів, алевролітів). У складі флішу іноді зустрічаються інші компоненти (кальцити, кварцити, туфи, брекчії, конгломерати). Породи в більшості легко- та середньосуглинкові з великою кількістю кам'янистих уламків різного ступеня вивітрювання і кислою реакцією середовища.

На вершинах, сідловинах і схилах гір поширені колювіальні відклади (кам'янисті осипи, на яких утворюються підвісні гірсько-підзолисті ґрунти. Заплави і тераси Закарпатської та Прикарпатської передгірських рівнин складені сучасними та давніми алювіальними відкладами піщаного, супіщаного та суглинкового гранулометричного складу з великою кількістю валунів і гальки.

Кримська гірська провінція. Грунтоутвірні породи переважно карбонатні. Це елювіальні, делювіальні, елювіально-делювіальні, крейдянні, мергелеві, вапнякові і інші відклади. Зустрічаються і кислі породи – пісковики, сланці. Нерідко на поверхню виходять масивно-кристалічні породи – андезити, базальти. На всіх цих породах сформувались бурі лісові, сірі гірсько-лісові та інші типи ґрунтів.

На південному схилі у приморській вертикальній зоні в сухому субтропічному кліматі при вивітрюванні андезитів, базальтів та глинистих сланців утворюється червоного кольору кора вивітрювання. Ці породи збагачені оксидами заліза і алюмінію, на них утворюються коричневі та червоно-коричневі ґрунти. В долинах гірських рік поширені алювіальні відклади, які подібні до карпатських.

Питання для самоконтролю

1. Що називається ґрунтоутворюючою породою?
2. Охарактеризуйте ознаки і властивості льодовикових відкладів.
3. Дайте характеристику воднольодовиком відкладам.
4. Характеристика елювіальних, делювіальних, пролювіальних і колювіальних відкладів.
5. Властивості елювіальних і озерних відкладів.

6. Еолові відклади як ґрунтоутворюючі породи.
7. Леси і лесовидні суглинки як ґрунтоутворюючі породи.

Розділ 5. АГРОНОМІЧНІ РУДИ

Агрономічними рудами називаються ті гірські породи, які використовуються в сільському і лісовому господарстві як добрива або є сировиною для їх виготовлення чи засобом хімічної меліорації ґрунтів.

Найбільше значення мають руди, які містять основні елементи живлення: азот, фосфор, калій. Вони безпосередньо використовуються рослинами і називаються прямими. Руди, які не містять елементів живлення рослин, але сприяють утворенню структури, знижують кислотність, лужність ґрунту, зветься другорядними. До них відносяться вапняки, гіпс.

Виділяють такі групи агрономічних руд: фосфорні, калійні, азотні, вапнякові, гіпсові, органічні, магнеєві, руди які містять мікроелементи.

Фосфорні агрономічні руди. Відомо 156 мінералів, які містять фосфор, але до агро-руд відносяться лише апатит, фосфорит, вівіаніт.

Apatit – $Ca_5(PO_4)_3(F,Cl,OH)$ містить до 41-42% P_2O_5 . В залежності від переважання фтору чи хлору в складі мінералу розрізняють фтор- і хлорапатити. Колір апатиту зелений, голубувато-зелений, жовтий, бурий. Утворюється в результаті магматичних процесів і входять до складу магматичних порід як акцесорний мінерал. Значні поклади апатиту утворились при кристалізації нефелінової магми на Кольському півострові, в Швеції, Фінляндії. В Україні апатитові породи знаходяться в північно-західній частині Українського кристалічного щита та поблизу Чернігова. Апатит – це камінь родючості. В воді він не розчиняється. Із нього виготовляють цінне фосфорне добриво – суперфосфат.

Фосфорити – це осадова гірська порода, яка містить більше 8% P_2O_5 у формі фосфату кальцію ($Ca_3(PO_4)_2$) і домішки. Вона є органічно-хімічним осадом, змішаним в донному мулі з піском, глиною і вапняком, гіпсом. Велика різноманітність складу і властивостей фосфоритів пов'язана із способом їх утворення і формою залягання. В зв'язку з цим, виділяється декілька типів фосфоритів: конкреційно-шаруваті, конгломератні, суцільно-кристалічні і ін. За будовою вони бувають кристалічними і аморфними. Фосфорити зустрічаються у різних областях Росії, Естонії, Казахстані. На території України мають значне поширення в Харківській, Чернігівській, Донецькій, Сумській, Івано-Франківській, Вінницькій, Хмельницькій областях і в Криму. Вони є сировиною для виготовлення фосфоритного борошна з вмістом фосфору 16-17%. Воно нерозчинне у воді і частково розчинне в слабких кислотах. Для підвищення розчинності його необхідно

добре подрібнювати. За діючим стандартом тонина помелу повинна бути такою, щоб залишок на ситі з отворами 0,18мм не перевищував 20% від маси фосфоритного борошна.

Фосфорити використовують і для виготовлення суперфосфату. В Україні суперфосфати вироблялися на Одеському, Вінницькому, Костянтинівському та Сумському заводах.

Вівіаніт – закисна форма фосфоритного заліза: $Fe_3(PO_4)_2 \cdot H_2O$. Містить 28,3% фосфору. Назву отримав від імені англійського мінералога Вівіана, який відкрив мінерал. Поклади вівіаніту зустрічаються тільки в низинних болотах. Утворюється в екзогенних умовах серед торф'яних мас. Джерелом утворення фосфорної кислоти є підземні води, які вимивають фосфор із гірських порід, що залягають навколо болота і на його дні. Низхідні ґрунтові води розчиняють їх разом з вапняком і залізом і виносять у низини. В болотах спочатку осідають карбонати у вигляді болотного вапняку, перемішані з торфом, а потім вівіаніт і сидерит.

Утворюється вівіаніт при процесах оглеєння. Анаеробні мікроорганізми руйнують оксидні форми заліза, а кисень використовується в процесі життєдіяльності. Закисне залізо, яке утворилось, з фосфорнокислими сполуками дає вівіаніт.

Вівіаніт зустрічається в низинних болотах Львівської, Волинської, Тернопільської, Житомирської, Київської, Чернігівської, Харківської областей.

Торфи, які мають 1,5-3,0% фосфорного ангідриду вважаються корисними копалинами, а якщо більше 10% - як місцевим добривом.

Використовуються разом з торфом для виготовлення торфогноєвих компостів.

Калійні агрономічні руди. Калійні руди містять в значних кількостях хлориди і сульфати калію з іншими домішками. Основним джерелом для виробництва калійних добрив є поклади калійних солей: сильвіну (KCl), сильвініту ($KCl \cdot NaCl$), карналіту ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), каїніту $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$, полігаліту ($KClMgCa_2(SO_4)_4 \cdot 2H_2O$). В практиці сільського і лісового господарства використовують як сирі калійні солі (сильвініту, каїніту), так і концентровані калійні добрива, які виготовлені із калійних руд (хлористий калій, сірчаноокислий калій, змішані добрива). В Україні великі родовища калійних солей (Стебницьке і Калушське) знаходяться в Прикарпатті.

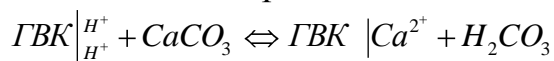
Азотні агрономічні руди. До них відносяться різні селітри – солі азотної кислоти (калійна, натрієва, кальцієва). Поширення селітр незначне, що пов'язано з легкою розчинністю їх у воді. Помітні скупчення зустрічаються в посушливих пустельних районах, але промислового значення вони не мають, зустрічаються в Криму. Поклади їх знайдені а Казахстані, Узбекистані. Індії, Іспанії, Італії, США, Чилі.

Вапнякові агрономічні руди. До них відносяться вапняки, мергель, доломіти.

Вапняки - найбільш поширені гірські породи в земній корі.

Вони зустрічаються повсюди і складаються в основному з вуглекислого кальцію з домішками піску, глини, доломіту. У вигляді великих зкупчень зустрічаються переважно органогенного походження вапняки, в меншій мірі-вапняки хімічного походження.

Мергель – вапнякова порода з вмістом глини до 30-50 %, а карбонатів - від 25 до 75 %. В подрібненому стані всі вапнякові породи використовуються для вапнування кислих ґрунтів. Кальцій вапнякової породи витісняє ввібраний водень за схемою:



Магнієві агрономічні руди. До магнієвих агрономічних руд відносяться: доломіт, вермикуліт, оксиди магнію, каїніт, перидотіт і інші.

Доломіт – являє собою осадову карбонатну породу, яка складається головним чином із мінералу доломіту. Він містить 54,4 % вуглекислого кальцію і 45,6 % вуглекислого магнію. Утворюється хімічним шляхом, випадає у вигляді солей із перенасичених розчинів.

Доломіт не “кипить” від дії соляної кислоти в звичайних умовах, а розчиняється в гарячій соляній кислоті. Це вимагає підвищувати вимоги до тонини його помелу. Широко поширений в гірських областях, особливо в Криму.

Доломітове борошно використовується для вапнування кислих ґрунтів. По впливу на врожай вона часто переважає вапнякове борошно, особливо на ґрунтах з малим вмістом магнію. Найбільш бідні магнієм дерново-підзолисті піщані та супіщані ґрунти.

Органічні агрономічні руди. Для приготування органічних добрив використовують природні агрономічні руди. До них відносяться торф та буре вугілля.

Торф. В Україні біля 2600 тис. га болотних, переважно торфових ґрунтів.

В торфах Лісостепу вміст валового фосфору 0,41-0,49 %, валового калію – 0,08-0,26 % від маси сухого торфу. Використання торфу як добрива в чистому вигляді, навіть після попереднього провітрювання, дає слабкий ефект. Краще використовувати його для виготовлення торфо-гноєвих чи торфо-мінеральних компостів, де під впливом мікробіологічних процесів накопичуються рухомі форми азоту і стають доступними для рослин.

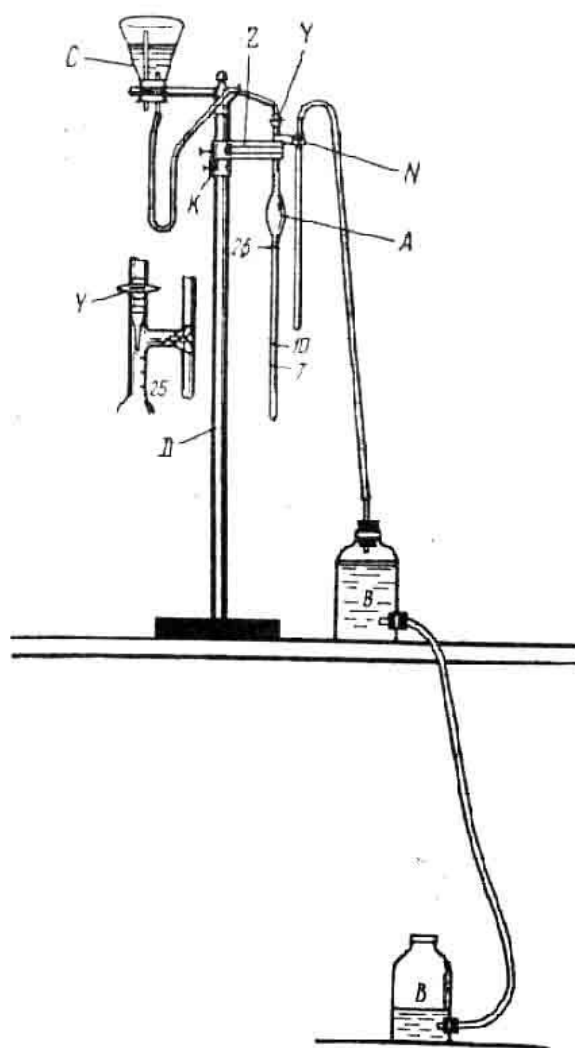
Буре вугілля. При добуванні вугілля у відходи щорічно поступає 200 тис. т його з вмістом золи 30-50 %. Це вугілля являється некондиційним і не використовується в промисловості. У відходах бурого вугілля міститься 0,3-0,8 % загального азоту, фосфор, калій,

магній, сірка, а також мікроелементи.

Питання для самоконтролю

1. Що таке агрономічні руди?
2. Дайте характеристику азотних, і калійних руд.
3. Охарактеризуйте агрономічні руди, які містять фосфор.
4. Призначення вапнякових і гіпсових руд, їх склад і властивості.
5. Характеристика руд, які містять магній.
6. Що являють собою органічні агрономічні руди?

Лабораторна частина грунтознавства



ВІДБІР ЗРАЗКІВ ҐРУНТУ

Після морфологічного опису профілю та визначення класифікаційної приналежності ґрунту на стінці розрізу намічають глибини, з яких мають бути відібрані зразки ґрунту для лабораторних досліджень. Глибина відбору зразків і їх кількість визначаються метою подальших досліджень. Зразки відбирають з кожного генетичного горизонту, включаючи материнську породу. Послідовність відбору – від нижніх до верхніх горизонтів.

При відборі захоплюють середню найтипівішу частину горизонту. В орних ґрунтах зразок відбирають з орного та підорного шарів, якщо глибина генетичного горизонту перевищує орний шар. На 1000 га обстежуваної площі залежно від категорії складності місцевості (II-V) при масштабі обстеження 1:10000 відбирають зразки відповідно з 12, 18, 24 та 30 розрізів. На цілинних ґрунтах додатково відбирають зразки лісової підстилки та степової повстини. Перед взяттям зразка заповнюють етикетку, на якій зазначають область, район, господарство (лісництво), сівозміну, номер поля (квартал), назву генетичного горизонту, глибину відбору, дату та ставиться підпис дослідника. Зразки зручно відколупати долотом чи ножом, щоразу захоплюючи шар близько 5 см.

Кількість точок, з яких відбирають зразки, визначається рівнем точності досліджень з урахуванням мінливості показників властивостей ґрунтів чи вимог статистичних методів обробки результатів. Зразки відбирають у мішечки з тканини. Одну етикетку кладуть у мішечок, а другу прив'язують шнуром назовні. Упаковані та обв'язані шпагатом зразки вкладають у ящики, зручні для транспортування. Для вивчення структури ґрунту зразки відбирають у непорушеному стані в металеві, дерев'яні або пласмасові коробки. Після відбору зразків розріз закопують. При закопуванні спочатку зсипають нижні, а потім верхні горизонти профілю.

ПІДГОТОВКА ЗРАЗКІВ ҐРУНТУ ДО ЛАБОРАТОРНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Більшість аналізів ґрунту проводять у повітряносухих зразках. Тому щойно відібраний у полі зразок переносять в окреме чисте і сухе приміщення, очищають від коріння та інших органічних решток і включень. При наявності великих грудок і брил їх розламують руками до грудочок діаметром 3-5 мм. Очищений зразок розстиляють тонким шаром на папері і висушують 10-14 днів.

З висушеного зразка ґрунту беруть середню пробу. Для цього ґрунт ретельно перемішують, розсипають і формують на папері у вигляді квадрата або прямокутника й ділять по діагоналях на чотири рівні частини. Дві протилежні частини висипають у картонну коробку, а дві інші змішують. Операцію повторюють доки маса середньої проби не становитиме 300-400 г. Ґрунт, що не увійшов до середньої проби, зберігають нерозтертим.

Середню пробу ділять на три частини. Для цього ґрунт ретельно перемішують і розсипають рівним шаром на папері у вигляді прямокутника, ділять вертикальними і горизонтальними лініями на

невеликі квадрати розміром 3x3 або 4x4 см і з кожного квадрата беруть шпателем невелику кількість ґрунту, яку зсипають в одну пробу з таким розрахунком, щоб маса її була близько 5-10 г.

З відібраної таким способом проби ретельно відбирають корінці (за допомогою пінцета і лупи). Далі ґрунт розтирають в агатовій ступці і просівають крізь сито з отворами діаметром 0,25 мм. Одержану пробу зберігають у паперовому пакеті. З неї беруть наважку для визначення гумусу і загального азоту, фосфору та калію.

Аналогічно відбирають середню пробу для визначення гранулометричного складу ґрунту, маса її становить 30-40 г. Цю частину ґрунту невеликими порціями потрібно розтерти у фарфоровій ступці товкачиком з гумовим наконечником, просіяти крізь сито з отворами діаметром 1 мм і зберігати у паперовому пакеті. Решту зразка ґрунту (250-350 г) підготувати таким же способом і зберігати у склянці з притертою пробкою. З цієї частини зразка беруть наважки для інших лабораторних аналізів.

Розділ 6. ГРАНУЛОМЕТРИЧНИЙ СКЛАД ҐРУНТУ

Тверда фаза ґрунту складається з часточок різного розміру, які утворилися внаслідок вивітрювання і ґрунтоутворення.

За походженням частки поділяють на мінеральні, органічні та органо-мінеральні. Окремі частки – це уламки гірських порід, мінералів або гумусові речовини чи продукти їх взаємодії з компонентами ґрунту.

*Різні за розміром частки називають механічними елементами, а відносний вміст механічних елементів у ґрунті – **гранулометричним** або **механічним складом**.*

6.1. Класифікація механічних елементів та їх властивостей

Властивості механічних елементів змінюються залежно від їх розміру. Тому близькі за розміром і властивостями частки об'єднують у фракції.

Групування часток за розміром у фракції **називають класифікацією механічних елементів**. Найбільш поширеною в Україні є класифікація М.А. Качинського (табл. 11).

Фракції механічних елементів	Діаметр часток, мм
Каміння	>3
Гравій	3-1
Пісок:	
грубий	1-0,5
середній	0,5-0,25
дрібний	0,25-0,05
Пил:	
грубий	0,05-0,01
середній	0,01-0,005
дрібний	0,005-0,001
Мул:	
грубий	0,001-0,0005
тонкий	0,0005-0,0001
Колоїди	<0,0001

Крім того, всі частки розміром понад 1 мм називають **скелетом ґрунту**, а до 1 мм – **дрібноземом**. Останній, у свою чергу, поділяють на **фізичний пісок** і **фізичну глину**. До фізичного піску відносять суму всіх часточок розміром 1-0,01 мм, а часточки менше 0,01 мм – до фізичної глини.

Окремі фракції механічних елементів по-різному впливають на властивості ґрунту. Це пояснюється їх неоднаковим мінералогічним і хімічним складом та різними водно-фізичними й фізико-хімічними властивостями.

Каміння (>3 мм) складається переважно з уламків гірських порід. Присутність значної кількості таких часток у ґрунті погіршує його агрономічні властивості. Наявність каміння в ґрунтах ускладнює їх обробіток, використання сільськогосподарських машин і знарядь, заважає появі сходів, розвитку та росту рослин тощо.

На слабокам'янистих ґрунтах прискорюється зношення робочої поверхні знарядь обробітку. Середньо- і дуже кам'яністі ґрунти потребують спеціальних меліоративних заходів.

Гравій (3-1 мм) складається переважно з уламків первинних мінералів. Наявність його в ґрунтах не перешкоджає обробітку, але надає їм несприятливих властивостей – провальної водопроникності, дуже низької водопіднімальної здатності та вологостійкості.

Піщана фракція (1-0,05 мм) складена з уламків первинних мінералів, перш за все кварцу та польових шпатів. Для цієї фракції характерна висока водопроникність, вона не набрякає, не пластична, не наділена вбирною здатністю та ефектом коагуляції.

На відміну від гравію піщана фракція має вищу вологомісткість, відзначається малою висотою та великою швидкістю капілярного підняття води. Тому природні піски, особливо дрібнозернисті з вологоємністю понад 10%, придатні для вирощування сільськогосподарських культур.

Фракція грубого пилу (0,05-0,01 мм) за мінералогічним складом мало відрізняється від піщаної, тому їй притаманні деякі властивості пісків. Вона не пластична, слабо набрякає, схильна до запливання, має невисоку вологоємність, але порівняно високу рухомість капілярної води.

Фракція середнього пилу (0,01-0,005 мм) містить підвищену кількість слюди, яка надає їй високої пластичності та зв'язності. Вона добре утримує вологу, але має невелику водопроникність, не здатна до колоїдних явищ (коагуляції та пептизації), не бере участі в утворенні структури ґрунту, не входить до складу вбирного комплексу. Ґрунти, збагачені на фракцію грубого та середнього пилу, схильні до запливання, ущільнення, утворення кірки та плужної підшови. Їх водопроникність нерідко буває незадовільною. Структура таких ґрунтів недостатньо водотривка. Вона легко розпорошується при обробітку.

Фракція дрібного пилу (0,005-0,001 мм) складається з вторинних і найтонших уламків первинних мінералів. Характеризується відносно високою дисперсністю, тому володіє рядом властивостей, які не проявляються у більш грубих фракціях. У ній чітко виявляється здатність до коагуляції та структуроутворення. Фракція наділена вбирною здатністю і містить підвищену кількість гумусових речовин. Проте при значному вмісті в ґрунтах у вільному стані надає їм несприятливих агрономічних властивостей. Такі ґрунти мають низьку водопроникність, високе але повільне капілярне підняття, значний вміст недоступної вологи, високу здатність до набрякання у вологому стані та до зсідання, ущільнення і тріщинуватості у сухому. Містить хімічно зв'язану воду.

Фракція мулу (<0,001 мм) складена переважно з високодисперсних вторинних мінералів, а з первинних у ній зустрічаються кварц, ортоклаз, мусковіт. Характеризується високою вбирною здатністю; містить багато органічних речовин та елементів зольного і азотного живлення рослин; володіє здатністю до агрегації; характеризується низькою водопроникністю та слабкою водовіддачею; має велику здатність до набрякання і дуже виражену схильність до коагуляції. Колоїдній частині даної фракції належить особливо важлива роль у структуроутворенні. В коагульованому стані вона забезпечує ґрунтам добру структурність, водопроникність, аерацію, малу здатність до прилипання, а у диспергованому – несприятливі фізичні, фізико-механічні і водні властивості.

6.2. Діагностика ґрунтів за гранулометричним складом

При дослідженні ґрунтів у польових умовах гранулометричний склад визначають за зовнішніми ознаками і на дотик у сухому та вологому стані.

"Сухий метод", коли суху грудку дрібнозему випробовують на дотик, тобто кладуть на долоню і ретельно розтирають пальцями. Чим більша частина його втирається у шкіру, тим він важчий за гранулометричним складом. Визначення гранулометричного складу ґрунту за відчуттям піску при розтиранні та станом сухого зразка наведено в табл. 2.

"Мокрий метод", коли зразок ґрунту (3-4 г) змочують до тістоподібного стану, при якому він має найбільшу пластичність. Вода при цьому з ґрунту не відтискується. Добре розім'ятий і перемішаний у руках ґрунт розкачують на долоні в шнур товщиною близько 3 мм, з якого потім роблять кільце навкруг пальця діаметром до 3 см. Залежно від гранулометричного складу ґрунту шнур при розкачуванні набуде різного вигляду (див. табл. 9). Мокрий польовий метод, якщо його ретельно застосувати, дає результати, близькі до лабораторного аналізу.

6.3. Гранулометричний аналіз ґрунту

Кількісне визначення в ґрунті вмісту механічних елементів називають **гранулометричним аналізом**. Більшість методів визначення гранулометричного складу ґрунтується на законах падіння твердих часток та відстоювання їх у спокійній воді за певний час. Якщо збовтати в циліндрі ґрунтову суспензію, то в міру відстоювання у воді частки ґрунту розподіляються відповідно до їх розміру: дрібні частки тривалий час залишаються у скаламученому стані, а великі будуть осідати на дні.

Швидкість падіння ґрунтових часток у рідкому середовищі прямо пропорціональна квадратові їх радіуса. Для визначення розмірів часток на основі швидкості падіння користуються формулою Стокса:

$$V = \frac{2}{9} \cdot R^2 \cdot \frac{D-d}{\eta} \cdot g \quad ,$$

(1)

де V - швидкість падіння часток, см/с; R - радіус часток, см; D - питома вага частки; d - питома вага рідкого середовища; η - в'язкість рідини; g - прискорення сили тяжіння.

Оскільки у більшості випадків механічні елементи, особливо дрібні, у вільному стані зустрічаються лише у піщаних ґрунтах, а в суглинкових та глинистих вони об'єднані в агрегати і структурні окремоті, то для кількісного визначення елементарних часток різного розміру спочатку треба зруйнувати агрегати. Для цього застосовують механічний вплив та хімічну обробку ґрунту: розтирання, кип'ятіння з водою, обробку слабкими розчинами кислот, руйнування карбонатів та витіснення увібраних катіонів кальцію і магнію, диспергування розчином гідроксиду натрію тощо (табл.12).

Таблиця. 12. Органолептичні ознаки гранулометричного складу ґрунту

Гранулометричний склад ґрунту	Стан сухого зразка	Відчуття при розтиранні сухого зразка	Відношення до скачування в шнур
Піщаний	Сипучий	Майже виключно складається з піску	Шнур не утворюється
Супіщаний	Грудки нетривкі, легко розпадаються	Переважають піщані частки. Глинисті частки у вигляді домішок	Зачатки шнура
Легкосуглинковий	Грудки розламуються при невеликому зусиллі	Переважають піщані частки. Глинистих часток 20–30%	Шнур подрібнюється при розкачуванні
Середньосуглинковий	Грудки розламуються важко	Піщані частки ще добре розпізнаються. Глинистих часток майже половина	Шнур суцільний, кільце розпадається при згинанні
Важкосуглинковий	Грудки неможливо розламати рукою	Піщаних часток майже немає. Переважають глинисті частки	Шнур суцільний, кільце тріскається
Глинистий	Грудки тверді, від удару молотка не розбиваються	Піщаних часток немає. Тонка однорідна маса важко розтирається у порошок	Шнур суцільний, кільце не тріскається

Отже гранулометричний аналіз складається з двох частин:

підготовки ґрунту до аналізу і виділення окремих фракцій з визначенням їх відносного вмісту.

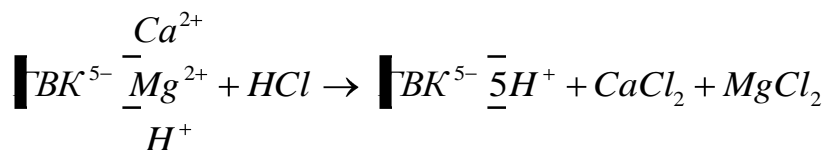
6.3.1. Підготовка ґрунту до гранулометричного аналізу (за М.А. Качинським)

Основна мета підготовки ґрунту до аналізу полягає у попередньому руйнуванні ґрунтових агрегатів. Для цього його розтирають у фарфоровій ступці товкачиком з гумовим наконечником і просівають крізь сито з діаметром отворів 1 мм. Скелетну частину, яка залишилася після просіювання на ситі, відмивають від глинистих часток, висушують, зважують і розраховують у відсотках від загальної маси сухого ґрунту. Далі приступають до хімічної підготовки згідно з методикою М.А. Качинського. Вона залежить від наявності в ґрунті карбонатів кальцію та магнію, тому роблять пробу на присутність карбонатів. На ґрунт капають 10%-м розчином соляної кислоти: якщо він скипає і виділяються бульбочки CO_2 , то спочатку треба розкласти карбонати.

6.3.1.1. Підготовка безкарбонатного ґрунту

Наважку ґрунту 10 або 20 г висипають у фарфорову чашку (чим легший гранулометричний склад ґрунту, тим більшу наважку треба брати) і порціями приливають туди з мірної колби на 200 мл 0,05 н соляну кислоту, помішуючи скляною паличкою з гумовим наконечником, даючи можливість ґрунту осісти на дно; після цього суспензію фільтрують крізь простий змочений дистильованою водою фільтр середньої щільності в колбу, відкалібровану до об'єму 300 мл. Останню порцію кислоти разом з ґрунтом переносять на фільтр і промивають дистильованою водою до риски 300 мл, недопускаючи появи каламуті.

При цьому відбувається реакція за таким рівнянням:



Якщо в колбі з'явилася каламуть, що свідчить про проходження колоїдів крізь фільтр, промивання припиняють. Промивних вод разом з фільтратом повинно бути рівно 300 мл. Фільтрат ретельно перемішують і використовують для визначення втрат від обробки ґрунту соляною кислотою і суми увібраних основ. Величина втрат від обробки соляною кислотою має самостійне значення. Вона характеризує наявність у ґрунті легкорозчинних солей і карбонатів.

Піпеткою відбирають 50 мл фільтрату і переносять його у заздалегідь зважену фарфорову чашку, ставлять на водяну баню, випаровують, висушують у сушильній шафі 2 години, охолоджують в ексикаторі і зважують на аналітичних терезах.

Розрахунки проводять за формулою:

$$B_{HCl} = \frac{6 \cdot P \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{P_1} ,$$

(2)

де B_{HCl} - втрати від обробки соляною кислотою, %; P - маса сухого залишку, г; 6 - коефіцієнт для перерахунку на весь об'єм фільтрату ($300: 50=6$); 100 - для перерахунку у відсотки; K_{H_2O} - коефіцієнт гігроскопічності; P_1 - маса повітряносухого ґрунту, взятого для аналізу, г.

Для визначення суми увібраних основ піпеткою відбирають дві порції фільтрату по 50 мл у колби на 100 мл і відтитровують 0,1 н розчином NaOH з індикатором фенолфталеїном (2 краплі) до блідо-рожевого забарвлення.

Кількість увібраних основ у наважці ґрунту визначають за формулою:

$$S_{\text{мг-екв}} = 10 - 6a \cdot 0,1 \cdot K_{NaOH} ,$$

(3)

де a - кількість мл 0,1 н NaOH затраченого на титрування 50 мл фільтрату (середнє з двох повторень); 6 - коефіцієнт для перерахунку на весь об'єм фільтрату; 10 - кількість мг-екв, взятих для аналізу 0,05н HCl ($0,05 \cdot 200 = 10$); $0,1$ - нормальність NaOH для перерахунку в мг-екв; K_{NaOH} - поправка на нормальність NaOH.

Сума увібраних основ визначається для того, щоб знати, яку кількість лугу необхідно прилити в колбу, куди буде перенесено ґрунт з фільтру, для створення слабколужної реакції ґрунтової суспензії.

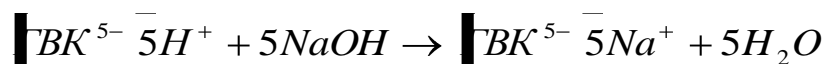
Приклад обчислення. На титрування 50 мл фільтрату витрачено 11,8 мл 0,1 н NaOH ($K_{NaOH} = 0,989$). Кількість увібраних основ розраховуємо за формулою (3):

$$S = 10 - 6 \cdot 11,8 \cdot 0,1 \cdot 0,989 = 3 \text{ мг-екв.}$$

Отже, у наважці ґрунту кількість увібраних основ дорівнює 3 мг-екв.

На 1 мг-екв суми увібраних основ необхідно приливати 10 мл 0,1 н NaOH. Якщо сума увібраних основ не визначалась, то луг додають до суспензії поступово, невеликими порціями до встановлення слабколужної реакції (проба у фарфоровій чашці з фенолфталеїном).

Промитий ґрунт змивають з фільтру за допомогою промивалки в конічну колбу місткістю 500 мл приблизно до об'єму 250 мл. Додати до суспензії розраховану кількість лугу. У колбі відбувається така реакція:



ГВК ґрунту насичується одновалентними катіонами натрію і колоїди із стану гелю переходять у золь, що призводить до розділення агрегатів на окремі частки.

Колбу ставлять на електроплитку і рівномірно кип'ятять суспензію протягом однієї години з моменту закипання. Для зменшення випаровування застосовують зворотний холодильник – скляну лійку з коротким носиком.

При кип'ятінні слідкують, щоб реакція суспензії була слабколужною, тобто суспензія повинна мати блідо-рожеве забарвлення. Якщо під час кип'ятіння це забарвлення зникло, треба капнути в колбу 2-3 краплі фенолфталеїну і додати 0,1 н NaOH до порожевіння.

Після кип'ятіння суспензію потрібно остудити. На цьому закінчується перша частина аналізу, тобто хімічна підготовка безкарбонатного ґрунту до визначення гранулометричних фракцій.

6.3.1.2. Підготовка карбонатного ґрунту

Наважку 10 г ґрунту обробляють у фарфоровій чашці 0,2 н HCl, доливаючи щоразу приблизно 50 мл кислоти. Оброблений першою порцією кислоти ґрунт розмішують скляною паличкою 5-6 разів протягом години. Після цього рідину по паличці зливають на фільтр середньої щільності в мірну колбу об'ємом 500 мл і стежать, щоб весь ґрунт залишився в чашці. До нього додають нову порцію кислоти. Розчинення карбонатів повторюють до припинення утворення бульбочок CO₂. Після приливання останньої порції кислоти, чашку з ґрунтом залишають на ніч для повного розчинення карбонатів, а потім промивають його 0,05 н HCl до відсутності реакції на кальцій.

Проба на кальцій. Набирають з-під лійки близько 3 мл фільтрату і нейтралізують його 10%-м розчином аміаку, добавляючи останній до виразного запаху, підкислюють кількома краплями 10%-ної оцтової кислоти, добавляють у пробірку 2 мл насиченого розчину щавлевокислого амонію і нагрівають до кип'ятіння. Якщо у фільтраті є кальцій, то випадає осад CaC₂O₄.

При наявності кальцію ґрунт продовжують обробляти соляною кислотою. Якщо кальцій відсутній, дають повністю стекти соляній кислоті з фільтру.

У фільтраті визначають кількість розчинених у кислоті речовин. Для цього вимірюють його об'єм, або доводять до 500 чи 1000 мл, добре перемішують. Відбирають піпеткою 25 мл і випарюють у заздалегідь зваженій чашці.

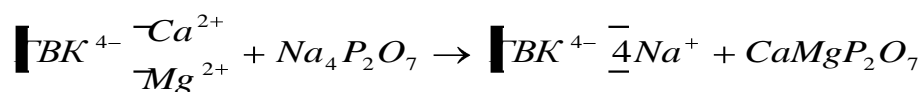
ґрунт з фільтру змивають водою в конічну колбу місткістю 500 мл, додають поступово 0,1 н NaOH до слабколужної реакції. Суспензію кип'ятять як і при підготовці безкарбонатного ґрунту.

6.3.2. Підготовка ґрунту до гранулометричного аналізу методом розтирання з розчином пірофосфату натрію

З повітряносухого зразка ґрунту, просіяного крізь сито з отворами 1 мм, беруть наважку 10 г, зважену з точністю до 0,01 г і поміщають у фарфорову чашку діаметром 10-12 см.

Наливають у маленький стаканчик певний об'єм 4%-го розчину пірофосфату натрію. Для незасолених і незагіпсованих ґрунтів легкого гранулометричного складу беруть 5 мл, для важкосуглинкових, глинистих і карбонатних – 10мл, а для засолених та загіпсованих ґрунтів – 20 мл.

Наважку ґрунту змочують краплями розчину пірофосфату натрію до тістоподібного стану і обережно, без натискання розтирають 10 хвилин товкачиком з гумовим наконечником. Після розтирання виливають в чашку залишок розчину пірофосфату, додають дистильовану воду і, розмішуючи тим же товкачиком, доводять суміш до стану суспензії. Реакція насичення вбирного комплексу ґрунту натрієм відбувається за рівнянням:



Підготовлена таким способом суспензія підлягає аналізу для визначення фракцій механічних елементів.

6.3.3. Кількісне визначення механічних елементів

Отриману тим чи іншим способом суспензію ґрунту переносять, у мірний циліндр об'ємом 500 мл, крізь сито з отворами 0,25 мм, яке встановлюють у велику лійку. Ґрунт на ситі розтирають пальцем і промивають дистильованою водою, поки з під сита не буде витікати зовсім чиста вода. При цьому необхідно стежити за рівнем суспензії в циліндрі.

Частки, які залишилися на ситі (фракції розміром від 0,25 до 1 мм), змивають промивалкою у заздалегідь зважену фарфорову чашку, надлишок води з неї обережно зливають. Потім її ставлять на водяну баню для випаровування, далі висушують у сушильній шафі три години при температурі 105⁰; охолоджують в ексикаторі, зважують на аналітичних терезах і за масою сухого залишку розраховують процентний вміст часток даного розміру. Обчислення проводять за формулою:

$$\text{Відсоток часток 1-0,25 мм} = \frac{P \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{P_1} ,$$

(4)

де P – маса часток після висушування, г; P₁ – маса повітряносухого ґрунту (наважка), г; 100 – для перерахунку у відсотки; K_{H₂O} – коефіцієнт гігроскопічності.

Об'єм суспензії в циліндрі доливають дистильованою водою, але не доводять до риски, перевіряють реакцію суспензії, при необхідності додають 0,1 н NaOH до слаболужної реакції, а після цього доводять до риски 500 мл.

Частки діаметром до 0,05 мм визначають шляхом відбору спеціальною піпеткою певного об'єму (20 або 25 мл) суспензії ґрунту з тієї чи іншої глибини стовпа рідини залежно від розміру часток і швидкості їх падіння. Для цього суспензію в циліндрі збовтують мішалкою і послідовно відбирають чотири проби, занурюючи піпетку на відповідну глибину. В табл. 13 зазначено час відбирання проб і глибину занурювання піпетки для часток різного розміру при щільності твердої фази ґрунту 2,60.

Суспензію збовтують у циліндрі протягом 1 хв перед кожним взяттям проби. Час, потрібний для взяття чергової проби, відлічують з моменту закінчення збовтування. Для спостереження за температурою термометр занурюють у такий же циліндр з водою, в якому знаходиться ґрунтова суспензія.

Піпетка для відбору проб закріплена на штативі і має пристрій для автоматичного засмоктування суспензії (аспіратор). Нижня кінцівка піпетки запаена, а отвори зроблені по боках, що виключає засмоктування суспензії з нижніх шарів.

Таблиця 13. Глибина занурення піпетки і час після збовтування суспензії для взяття проб

Проба	Розмір часток, мм	Глибина занурення піпетки, см	Інтервал часу після збовтування суспензії до початку взяття проби за різних температур, °С			
			10	15	20	30
I	≤0,05	25	149 с	130 с	115 с	92 с
II	≤0,01	10	24 хв 52с	21 хв 45с	19 хв 14с	15 хв 17с
III	≤0,005	10	1 г 39хв	1 г 27хв	1 г 17 хв	1 г 01 хв
IV	≤0,001	7	29 г 00хв	25 г 22хв	22 г 26хв	15 г 50хв

Перед закінченням відстоювання піпетку занурюють на задану глибину в циліндр. За 10 секунд до закінчення строку відкривають кран, який з'єднує піпетку з аспіратором. Засмоктування суспензії потрібно проводити швидко, особливо при взятті першої проби, на відстоювання якої потрібно півтори – дві хвилини. Після заповнення піпетки до мітки, кран аспілятора закривають, піпетку піднімають по штативу і, відкривши її верхній кран, зливають суспензію у заздалегідь зважену фарфорову чашку. Частки ґрунту, що залишилися на стінках піпетки, змивають невеликими порціями дистильованої води, збираючи промивні води в ту саму чашку. Для запобігання втрат суспензії нижня кінцівка піпетки повинна торкатися дна чашки.

Взяту пробу випаровують на водяній бані до повного висихання, ставлять у сушильну шафу на три години при температурі 105⁰ С, охолоджують в ексікаторі, зважують на аналітичних терезах і за масою сухого залишку розраховують процентний вміст фракції.

Наступні проби відбирають у тій же послідовності, після чого циліндр водою не доливають. Якщо пробу взято невірною, то суспензію треба знову збовтати і відібрати пробу вдруге. Розрахунки процентного вмісту часток усіх чотирьох проб проводять за формулою:

$$\text{Відсоток часток проби} = \frac{20 \cdot (P - 0.002V) \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{P_1} \quad (5)$$

де P – маса проби, г; P_1 – маса повітряносухого ґрунту (наважка), г; 100 – для перерахунку в проценти; V – об'єм 4% $Na_4P_2O_7$ прилитого до наважки ґрунту при його хімічній підготовці до аналізу, мл; K_{H_2O} – коефіцієнт гігроскопічності; 20 – коефіцієнт перерахунку на весь об'єм суспензії (500:25=20).

Записи проводять за формою табл. 14.

Для перевірки правильності виконання аналізу слід мати на увазі, що вміст часточок (у грамах або відсотках) від першої проби до четвертої повинен зменшуватись, бо кожна попередня проба включає всі наступні.

Таблиця 14. Форма запису результатів аналізу

Проба	Розмір часток, мм	Маса порожньої чашки, г	Маса чашки з пробую, г	Маса проби, г	Вміст часток проби, %
	Витрати від обробки НСІ 1 – 0,25				
I	≤ 0,05				
II	≤ 0,01				
III	≤ 0,005				
IV	≤ 0,001				

Після розрахунку процентного вмісту часток у всіх пробах виражають процентний вміст фракцій згідно з класифікацією механічних елементів (див. табл. 1).

6.3.4. Розрахунки результатів гранулометричного аналізу

У результаті гранулометричного аналізу потрібно встановити відносний вміст у ґрунті різних за розміром фракцій механічних елементів.

Для визначення вмісту грубого пилу (0,05-0,01 мм) треба від першої проби (I) відняти другу (II); для визначення середнього пилу (0,01-0,005 мм) – від другої проби (II) відняти третю (III); для визначення дрібного пилу (0,005-0,001 мм) – від третьої проби (III) відняти четверту (IV); вміст мулу (0,001 мм) відповідає вмісту четвертої проби.

Втрати від обробки соляною кислотою та частки грубого і середнього піску (1-0,25 мм) розраховані при їх визначенні. Вміст дрібного піску (0,25-0,05 мм) встановлюють розрахунковим методом. Знаючи загальний вміст часток 0,25 мм і 0,05 мм, а також втрати при обробці кислотою, дану фракцію розраховують за різницею:

$$a = 100 - (b + v + g) ,$$

де а - вміст фракції (0,25-0,05 мм), %; б - вміст фракції >0,25 мм, %; в - вміст фракції <0,05 мм, %; г - втрати від обробки соляною кислотою, %; 100 - вміст усіх фракцій, %.

Розраховані дані записують до табл. 12.

На підставі даних аналізу визначають гранулометричний склад досліджуваного ґрунту згідно з класифікацією М.А. Качинського (табл. 15). За вмістом часток фізичної глини (<0,01 мм) ґрунт відносять до однієї з 9-ти груп гранулометричного складу, а потім дають більш повну назву з урахуванням двох переважаючих з п'яти фракцій: гравійної, піщаної, грубопилуватої, пилуватої, мулистій.

Таблиця 15. Гранулометричний склад ґрунту

Розмір фракцій, мм	Вміст фракцій, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом
Втрати від обробки НСІ		
1 - 0,25		
0,25 - 0,05		
0,05 - 0,01		
0,01 - 0,005		
0,005 - 0,001		
< 0,001		
Σ		

Приклад обчислення. Для аналізу взято 10 г повітряносухого темно-каштанового ґрунту; коефіцієнт гігроскопічності 1,05; об'єм циліндра 500 мл; об'єм піпетки 25 мл.

У результаті аналізу отримали такі дані: маса сухого залишку - 0,0317 г; маса часток, які залишилися на ситі (0,25 мм) - 0,0228 г; маса часток I, II, III, IV проб - відповідно 0,4293; 0,2910; 0,2451; 0,1558 г.

Проводимо розрахунки:

1. Втрати при обробці ґрунту соляною кислотою у відсотках до абсолютно сухого ґрунту за формулою (2):

$$V_{НСІ} = \frac{6 \cdot 0,0317 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 2,00\% .$$

2. Вміст часток розміром 1-0,25 мм за формулою (4):

$$\text{Частки}_{1-0,25 \text{ мм}} = \frac{0,0228 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 0,24\% .$$

3. Вміст першої проби (сума часток $\leq 0,05$ мм) за формулою (5):

$$\text{Частки}_{\leq 0,05 \text{ мм}} = \frac{20 \cdot 0,4293 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 90,15\% .$$

4. Вміст другої проби (сума часток $\leq 0,01$ мм) за формулою (5):

$$\text{Частки}_{\leq 0,01 \text{ мм}} = \frac{20 \cdot 0,2910 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 61,10\% .$$

5. Вміст третьої проби (сума часток $\leq 0,005$ мм) за формулою (5):

$$\text{Частки}_{\leq 0,005 \text{ мм}} = \frac{20 \cdot 0,2451 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 51,48\% .$$

6. Вміст четвертої проби (сума часток $\leq 0,001$ мм) за формулою (5):

$$\text{Частки}_{\leq 0,001 \text{ мм}} = \frac{20 \cdot 0,1558 \cdot 100 \cdot 1,05}{10,0} = 32,73\% .$$

Далі розраховуємо вміст фракцій згідно з класифікацією механічних елементів (див. табл. 8):

1. Частки розміром 1-0,25 мм становлять 0,24%.

2. Вміст часток розміром 0,25-0,05 мм

$$a = 100 - (б + в + г) = 100 - (0,24 + 90,15 + 2,00) = 7,61\% .$$

3. Вміст часток 0,05-0,01 мм = $\Pi_I - \Pi_{II} = 90,15 - 61,10 = 29,05\%$.

4. Вміст часток 0,01-0,005 мм = $\Pi_{II} - \Pi_{III} = 61,10 - 51,48 = 9,62\%$.

5. Вміст часток 0,005-0,001 мм = $\Pi_{III} - \Pi_{IV} = 51,48 - 32,73 = 18,75\%$.

6. Вміст часток $< 0,001$ мм становить 32,73 %.

7. Вміст часток фізичної глини 0,01 мм становить 62,10 %.

Остаточні результати аналізу записуємо за формою табл. 13.

6.4. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом

*В основу класифікації ґрунтів за гранулометричним складом покладено співвідношення різних фракцій. Найпоширенішою при ґрунтово-географічних і ґрунтово-агрономічних дослідженнях є класифікація ґрунтів за гранулометричним складом, яку розробив М.А. Качинський (табл. 17). Вона побудована на співвідношенні фракцій фізичної глини (сума часток $< 0,01$ мм) і фізичного піску (сума часток від 1 до 0,01 мм), тому отримала назву **двохчленної**.*

В даній класифікації група ґрунту за гранулометричним складом встановлюється за вмістом фізичної глини.

Таблиця 16. Результати гранулометричного аналізу темно-каштанового ґрунту

Генетичний горизонт (глибина), см	Втрати від обробки НСІ, %	Розмір фракцій механічних елементів (мм) та їх вміст, %						
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001	<0,01
H ₀₋₂₀	2,00	0,24	7,60	29,05	9,62	18,75	32,73	62,10

Додатково поділ ґрунтів на підгрупи проводиться за співвідношенням фракцій: гравію (3-1 мм), піску (1-0,05 мм), грубого піску (0,05-0,01 мм), піску (0,01-0,001 мм) і мулу (<0,001 мм).

У назві ґрунту за гранулометричним складом підкреслено його основну групу (пісок, супісок, суглинок і т.д.) і підгрупу за вмістом двох вищеназаних фракцій, при цьому на останнє місце ставиться назва переважаючої фракції.

Таблиця 17. Класифікація ґрунтів за гранулометричним складом (за М.А. Качинським)

Група ґрунту за гранулометричним складом	Вміст фізичної глини (частки < 0,01 мм), %		
	ґрунт		
	підзолистого типу ґрунтоутворення	степового типу ґрунтоутворення	солонці та дуже солонцюваті
Пісок: пухкий глинистий	0-5	0-5	0-5
	5-10	5-10	5-10
Супісок	10-20	10-20	10-15
Суглинок: легкий середній важкий	20-30	20-30	15-20
	30-40	30-45	20-30
	40-50	45-60	30-40
Глина: легка середня важка	50-65	60-75	40-50
	65-80	75-85	50-65
	>80	>85	>65

Так, у прикладі (див. табл. 16) темно-каштановий ґрунт

містить фізичної глини – 62,1%; піску – 7,8; грубого піску – 29,1; піску – 28,4; мулу – 32,7 %. За вмістом фізичної глини (62,1%) даний ґрунт належить до легких глин. Серед фракцій переважають частки грубого піску (29,1%) і мулу (32,7%). Отже, повна назва ґрунту за гранулометричним складом буде така: легкоглинистий грубопилувато-мулуватий.

На території України використовується ще одна класифікація ґрунтів за механічним складом, яку розробив М.М. Годлін (табл. 18). Вона побудована на співвідношенні фракцій піску (часток 1-0,25 мм), грубого піску (0,05-0,01мм) і мулу (<0,001 мм) тому її називають **тричленною**.

За класифікацією М.М. Годліна виділяють наступні групи ґрунтів за механічним складом: піщані, супіщані, піщано-суглинкові, грубопилувато-суглинкові, пилувато-суглинкові та глинисті. Визначення назви ґрунту починають з вкладання отриманих даних вмісту часток мулу (<0,001 мм), потім вміст фізичної глини (<0,01 мм), далі часток грубого піску (0,05-0,01мм), грубого та середнього піску (1-0,25 мм) і, в останню чергу, вміст піщаної фракції (1-0,05мм). Так спочатку визначають групу ґрунту за механічним складом, а потім підгрупу.

Таблиця 18. Класифікація та номенклатура ґрунтів України за механічним складом (за М.М. Годліним)

Групи ґрунтів	Підгрупи ґрунтів	Вміст часток, %				
		частинки >0,05 мм		0,05-0,01 мм	частинки <0,01 мм	
		% всієї фракції	1,0-0,25 мм		% всієї фракції	<0,001 мм
Піщані	піщані	>90	>50	<6	<6	2
	пилувато-піщані	>90	<50	<6	<6	2
	глинисто-піщані	>75	<25	<15	<15	3±1
Супіщані	супіщані	>40	>20	30-45	10-20	7±3
	піщано-супіщані	>45	>20	20-35	10-20	7±3
	пилувато-супіщані	>25	<10	40-60	10-25	7±3
Піщано-суглинкісті	піщано-легко-суглинкісті	>30	-	10-30	25-40	15±4
	піщано-середньо-суглинкісті	>20	-	20-40	35-50	25±5
	піщано-важко-суглинкісті	>10	-	20-40	45-60	35±4

Крупнопилувато-суглинисті	легко-суглинисті	>25	-	55-65	20-35	15±4
	середньо-суглинисті	<15	-	50-60	30-50	25±5
Пилувато-суглинисті	пилувато-легко-суглинисті	<20	-	40-50	30-45	14±4
	пилувато-середньо-суглинисті	<10	-	40-45	40-55	22±3
	пилувато-важко-суглинисті	<5	-	30-40	50-65	30±4
Глинисті	піщано-глинисті	>10	-	<30	60-80	45±5
	глинисті	<10	-	<35	60-80	40±5
	важко-глинисті	<10	-	<25	70-90	>45

В основу поділу ґрунтів за гранулометричним складом на легкі, середні та важкі покладено міру легкості чи важкості їх обробітку сільськогосподарськими знаряддями. До легких відносять піщані й супіщані ґрунти, до середніх - легкі та середні суглинки, а до важких - важкі суглинки й глини.

Легкі ґрунти (піщані й супіщані) - легко піддаються обробітку; безструктурні; мають високу водопроникність; сприятливий повітряний і тепловий режими, але бідні на гумус, азот і зольні елементи; мають невелику місткість катіонного обміну; низьку вологемність і часто характеризуються підвищеною кислотністю.

Важкі ґрунти (важкі суглинки та глини) - при обробітку чинять значний опір і потребують великих енерговитрат; мають високу вологемність і низьку водовіддачу; характеризуються несприятливими тепловими властивостями (холодні ґрунти); у безструктурному стані запливають і утворюють кірку.

В агрономічному відношенні найкращими за гранулометричним складом є середні ґрунти (легко- і середньосуглинкові, особливо пилувато-суглинкові).

6.5. Гранулометричний склад ґрунтів України

На території України розміщення ґрунтів різного гранулометричного складу має певну закономірність. Так, на Поліссі переважають ґрунти з піщаним і супіщаним гранулометричним складом. Проте зустрічаються і більш важкі ґрунти. На лесових островах Полісся і, особливо в Луцько-Ровенському масиві, переважна більшість ґрунтів має пилувато- та грубопилуватий легкосуглинковий гранулометричний склад.

У Лісостепу ґрунти легко-, середньо- і важкосуглинкового гранулометричного складу, а в східній частині переважно легкосуглинкові.

На території Північного і Центрального Степу переважають пилуваті середньо- і важкосуглинкові ґрунти.

У Сухому Степу ґрунти важкосуглинкові та глинисті, а в районі

Херсону і Цюрупінська – багато піщаних.

У степовій частині Криму ґрунти важкосуглинкові та глинисті.

У гірських районах Криму, Карпат і на Донбасі ґрунти щєбнюваті, містять уламки сланців, пісковиків, крейди.

Отже, гранулометричний склад ґрунтів України дуже різноманітний, але переважають середньо- та важкосуглинкові ґрунти.

6.6. Застосування даних гранулометричного аналізу

Знання гранулометричного складу з урахуванням інших властивостей (вмісту гумусу, складу обмінних катіонів, реакції ґрунту та інших) дозволяє вирішувати ряд важливих питань генезису і раціонального використання ґрунтів. Від гранулометричного складу значною мірою залежить інтенсивність багатьох ґрунтоутворних процесів, які пов'язані з перетворенням, переміщенням і нагромадженням органічних та мінеральних сполук у ґрунті.

Важливою діагностичною ознакою ґрунтів є *ступінь диференціації* їх профілю за гранулометричним складом. Цей показник визначається типом ґрунтоутворення, але в межах одного типу суттєво залежить від віку ґрунтоутворення та характеру ґрунтоутворної породи. Молоді ґрунти менше диференційовані, ніж зрілі. Більш проникні для розчинів породи утворюють більш диференційований профіль. Отже, максимальна для даного типу ґрунтоутворення диференціація профілю відбувається на породах середніх за гранулометричним складом і багатих на мінерали, що легко вивітрюються.

Степень диференціації ґрунтового профілю визначають за формулою:

$$K = \frac{v \cdot d_B}{a \cdot d_A} \quad ,$$

(6)

де a – вміст мулу в горизонті HE або H, %; v – вміст мулу в горизонті E або HE чи P, %; d_A – щільність у горизонті HE або H, г/см³; d_B – щільність у горизонті E, HE або P, г/см³.

За ступенем диференціації ґрунти поділяються на:

1. Недиференційовані – горизонт E в профілі відсутній.
2. Слабодиференційовані – K дорівнює 0,7-1,3.
3. Середньодиференційовані – K дорівнює 1,3-1,6.
4. Сильнодиференційовані – K дорівнює 1,6-2,0.
5. Різкодиференційовані – K понад 2,0.

За даними гранулометричного аналізу дають оцінку *потенціальної здатності ґрунтів до агрегації*. З цією метою О.Ф. Вадюніна пропонує розраховувати гранулометричний показник структурності. При цьому механічні елементи поділяють на активні та пасивні. Активні (частки мулу і дрібного пилу) – мають здатність до цементації і беруть участь у процесах коагуляції. Пасивні (частки середнього і грубого пилу) – беруть участь у

структурування як пасивний матеріал.

У гумусних ґрунтах активну участь у коагуляції беруть частки мулу і більша частина дрібного пилу. В малогумусних ґрунтах до активних часток відноситься лише мул. Розрахунки виконують за такими формулами:

$$\text{для гумусних ґрунтів (> 4\% гумусу) } K_C = \frac{M + \Pi_M}{\Pi_C + \Pi_G} \cdot 100 ; \quad (7)$$

$$\text{для малогумусних ґрунтів (< 4\% гумусу) } K_C = \frac{M}{\Pi_C + \Pi_G + \Pi_M} \cdot 100 , \quad (8)$$

де K_C – гранулометричний показник структурності, %; M – вміст мулу, %; Π_M , Π_C , Π_G – вміст дрібного, середнього і грубого пилу, %; 100 – для перерахунку в проценти.

Чим вищий гранулометричний показник структурності, тим більшу потенційну здатність до оструктурування має ґрунт.

Рослини неоднаково реагують на гранулометричний склад ґрунту. Маючи значні можливості до адаптації, для кожної групи культур існує певний оптимум (табл. 19), який слід враховувати при розробці заходів раціонального використання земель.

Наприклад, картопля і жито непогано родять на важкосуглинкових ґрунтах. Проте найвища врожайність цих культур спостерігається на супіщаних і легкосуглинкових різновидах. Найкращий розвиток і найвища продуктивність озимої пшениці, ячменю, вівса і цукрових буряків відмічена на легко-, середньо- і важкосуглинкових ґрунтах, а льону – на легко- і середньосуглинкових. Кукурудза і соняшник краще ростуть на важкосуглинкових і глинистих ґрунтах. Люпин, еспарцет піщаний, серадела і люцерна жовта добре почувують себе на піщаних і супіщаних ґрунтах, конюшина – на суглинкових, а посіви люцерни синьогібридної, буркуна білого і жовтого краще вдаються на важкосуглинкових і глинистих. Більшість польових культур (озима пшениця, кукурудза, цукровий буряк, соняшник та інші) не люблять піщаних ґрунтів.

Таблиця 19. Відношення рослин до гранулометричного складу ґрунту
(за В.Ф. Вальковим)

ґрунт			
піщаний та	легко- і середньосуглин	структурний важкосуглинков	слабооструктурний та змитий

супіщаний	ковий	ий та глинистий	важкосуглинковий і глинистий
Жито	Пшениця озима	Пшениця яра	Рис
Картопля	Овес	Ячмінь	Кукурудза
Люпин	Просо	Кукурудза	Люцерна синьогібридна
Еспарцет піщаний	Жито	Сорго	Слива
Люцерна жовта	Гречка	Соя	Вишня
Серадела	Ячмінь	Соняшник	Буркун білий
Кавуни	Льон	Цукровий буряк	Буркун жовтий
Дині	Квасоля	Коноплі	
Гарбузи	Горох	Вика	
Черешня	Картопля	Квасоля	
	Конюшина	Слива	
	Цукровий буряк	Абрикос	
	Черешня	Вишня	
	Яблуна		
	Груша		

Важливе значення відіграє гранулометричний склад при встановленні придатності ґрунтів під плодові насадження, бо залежно від ґрунтово-кліматичних умов їх відношення до нього різне (табл. 20). Наприклад, легкі та важкі ґрунти з промивним водним режимом більшою мірою несприятливі під сади, ніж ті самі ґрунти з періодично промивним водним режимом.

Дані гранулометричного аналізу використовуються при бонітуванні ґрунтів, проектуванні осушувальних і зрошувальних меліоративних систем. Залежно від гранулометричного складу ґрунтів, змінюються умови обробітку, строки польових робіт, норми внесення добрив і хімічних меліорантів, розміщення сільськогосподарських культур та ін.

В останні роки ґрунтознавча школа України на чолі з М.І.Полупаном запропонувала визначати рід ґрунтів за його гранулометричним складом. Автори пропонують одночленну класифікацію ґрунтів за вмістом фізичної глини. Рід ґрунту змінюється через кожні 5% вмісту фізичної глини.

Зони зволоження, ґрунти				
Гранулометричний склад ґрунту	надлишкового - дерново-підзолисті	достатнього лісові, опідзолені, вилуговані, звичайні	сірі недостатнього чорноземі	посушлива чорноземі південні, а
	Піщаний	Малопродатні внаслідок бідності ґрунтів	Малопродатні на півночі окрім черешні, для інших плодкових -	Задовільні, а інколи навіть кращі в даній
Супіщаний	Можуть бути використані під	Задовільні	Добрі	Задовільні і добрі
Легкосуглинковий	Цілком задовільні	Добрі	Добрі	Задовільні, а внаслідок глибинного
Середньо-суглинковий	Задовільні	Добрі за достатньої оструктуреності ґрунту	Добрі задовільні	і Не задовільні внаслідок
Важко-суглинковий	Незадовільні застої води несприятливих	Задовільні, незадовільні ущільненні ілювіального	Задовільні, привнаслідок глибинного	а Не задовільні внаслідок
Глинистий	Незадовільні внаслідок застою води незадовільних фізичних	Частина незадовільних через фізичні властивості. На схилах, за винятком черешні, незадовільні	Задовільні, внаслідок глибинного засолення	Незадовільні внаслідок глибинного засолення

У такий спосіб виділено 15 типологічних градацій ґрунтів на рівні роду (М.І.Полупан та ін., 2005).

Питання для самоконтролю

1. Що таке гранулометричний склад порід і ґрунтів?
2. Охарактеризуйте склад і властивості окремих механічних фракцій.
3. Як називаються часточки менше 0,001 мм? Назвіть мінералогічний і хімічний склад цієї фракції.
4. Які за розміром часточки називаються «скелетом», а які «дрібноземом»? Назвіть склад і властивості кожної групи.
5. Які за розміром часточки називають «мулом»? Якими властивостями вони володіють?
6. Як можна визначити гранулометричний склад польовим методом?
7. Що лежить в основі двочленної класифікації ґрунтів за гранулометричним складом? Назвіть авторів такого типу класифікації ґрунтів.
8. Охарактеризуйте принцип визначення гранулометричного складу порід і ґрунтів по методу М.М. Годліна.
9. Що таке «легкі» і «важкі» ґрунти та якими агровиробничими властивостями вони відрізняються?
10. Які групи ґрунтів за гранулометричним складом переважають на території України?
11. Як застосовують дані гранулометричного аналізу?
12. Яке агрономічне значення має гранулометричний склад в родючості ґрунтів та його вплив на ріст, розвиток та урожайність різних сільськогосподарських культур.

Розділ 7. АГРЕГАТНИЙ СТАН ҐРУНТУ

Під **структурою ґрунту** розуміють сукупність окремоностей, або агрегатів різних за розміром і формою, що мають певну пористість, міцність, зв'язність і водотривкість, а здатність ґрунту розпадатись на агрегати називають **структурністю**.

Агрегати складаються з елементарних ґрунтових часток (піску, пилу, мулу), які з'єднуються між собою внаслідок коагуляції колоїдів, склеювання, злипання. За розміром розрізняють мікро-, макро- і мегаструктуру. Мікроструктура включає агрегати діаметром менше 0,25 мм; до макроструктури належать агрегати діаметром від 0,25 до 10 мм; мегаструктура - представлена брилами діаметром понад 10 мм.

ґрунтові агрегати, які утворились безпосередньо з первинних механічних елементів, називають агрегатами першого порядку. Об'єднуючись між собою, вони можуть утворювати агрегати другого, третього і т. д. порядків. В міру збільшення розміру агрегату зв'язок між його складовими послаблюється і відповідно зменшується його зв'язність та міцність.

Розрізняють морфологічне і агрономічне поняття структури ґрунту. З морфологічної точки зору кожний ґрунт має характерну для нього структуру і, якщо вона ясно виражена, то допомагає в діагностиці ґрунтів. Найчастіше в ґрунті зустрічаються такі форми структури: зерниста, грудкувата, горіхувата, листовата, плитчаста, стовпчаста, призматична. В агрономічному відношенні найціннішою вважається дрібно-грудкувата та зерниста структура з агрегатами розміром від 0,25 до 10 мм. Брили (розміром понад 10 мм) і пилюваті (розміром менше 0,25 мм) агрегати відносяться до агрономічно нецінних.

М.І. Саввінов запропонував класифікацію агрономічно цінних агрегатів (табл. 21), яка в теперішній час є загальноприйнятою в Україні. Всі агрегати даної класифікації належать, за С.А. Захаровим, до структури кубовидного типу.

Основним показником якості агрономічно цінної структури є водотривкість агрегатів. Агрономічно цінною слід вважати лише водотривку з високою пористістю структуру, створення якої є основною метою агротехнічних заходів, направлених на оструктурування ґрунту.

Отже, структура ґрунту є одним з головних факторів його родючості. В структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного і теплового режимів, що в свою чергу, обумовлює розвиток мікробіологічної діяльності, мобілізацію і доступність поживних речовин для рослин.

Таблиця 21. Класифікація агрономічно цінних структурних агрегатів ґрунту (за М.І.Саввіновим)

Рід окремоостей	Вид окремоостей	Розмір (діаметр), мм
Брилиста частина ґрунту (окремості понад 10 мм у діаметрі)	Брили: грубі	>100
	середні	100-30
	дрібні	30-10
Грудочкувата частина ґрунту (окремості розміром 10-0,25 мм у діаметрі)	Грудочки: грубі	10-3,0
	середні	3,0-1,0
	дрібні	1,0-0,5
	зернисті елементи	0,5-0,25
Пилувата частина ґрунту (окремості менше 0,25 мм у діаметрі)	Мікроструктурні елементи	0,25-0,01
	Пилувато-глинисті частки	<0,01

7.1. Агрегатний аналіз ґрунту за методом М.І. Саввінова

Аналіз структури для її агрономічної оцінки проводять для орного та підорного горизонтів. Орний горизонт характеризують за шарами 0-10, 10-20 і 20-30см.

У полі зразки відбирають лопатою з п'яти точок і з них складають змішаний зразок. Для цього ґрунт зсипають в одному місці, обережно перемішують, недопускаючи руйнування агрегатів, і вміщують у дерев'яний ящик. Маса зразка 1,5-2,5 кг. В лабораторії ґрунт висушують, розстеливши тонким шаром на папері до повітряносухого стану і обережно вибирають коріння, камінці та інші включення.

Процедура методу поділяється на дві стадії: розподіл на фракції агрегатів повітряносухого зразка ґрунту за допомогою набору сит і розподіл на фракції водотривких агрегатів за допомогою сит у воді.

7.1.1 Сухий агрегатний аналіз

На технічних терезах зважують 1 кг ґрунту і просівають його крізь колонку сит з діаметром отворів 10; 7; 5; 3; 1; 0,5; 0,25 мм. На нижньому ситі розміщують піддон, а на верхньому – кришку. Ґрунт треба просіювати невеликими порціями (100-200г), нахиливши сита в різні боки від 5 до 15 разів, уникаючи сильних струсів.

Закінчення розподілу агрегатів на ситах потрібно перевіряти. Для цього знімають кожне сито і роблять кілька коливань над листом паперу. Якщо падають поодинокі агрегати, то вважають, що

на ситі залишилися агрегати більші від розміру отворів. Фракції агрегатів переносять у заздалегідь зважені фарфорові чашки, зважують на технічних терезах і за різницею визначають масу фракції. Далі розраховують процентний вміст фракції від маси повітряно-сухого ґрунту. Вміст фракції менше 0,25 мм розраховують за різницею між масою взятого для аналізу ґрунту і сумою мас фракцій понад 0,25 мм. За 100 % приймається взята для аналізу наважка. Отримані дані представляють у формі табл.22 або графічно.

При побудові графіка по осі абсцис відкладають розмір фракцій, починаючи з більш грубої, по осі ординат – вміст фракцій у відсотках.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом повітряносухих агрономічно цінних агрегатів здійснюють за шкалою С.І. Дольова та П.У. Бахтіна (табл. 23).

Таблиця 22. Агрегатний склад ґрунту (чисельник – після сухого просіювання, знаменник – після мокрого просіювання)

Ґрунт	Генетичний горизонт (глибина), см	Розмір агрегатів (мм) та їх вміст, % від маси повітряно-сухого ґрунту							
		>10	10-7	7-5	5-3	3-1	1-0,5	0,5-0,25	<0,25
Чорнозем південний	Н ₀₋₁₀	21,0	16,8	15,4	12,9	20,2	7,8	6,7	10,2
					1,5	12,6	18,3	22,4	45,2

Крім цього, за даними сухого розсіву розраховують коефіцієнт структурності за формулою

$$K_{\text{СТ}} = A : B ,$$

(9)

де $K_{\text{СТ}}$ – коефіцієнт структурності; А – сума макроагрегатів розміром від 0,25 до 10 мм; В – сума агрегатів, менших 0,25 мм і брил, більших 10 мм, %.

Чим вищий $K_{\text{СТ}}$, тим кращий структурний стан має ґрунт.

Таблиця 23. Оцінка структурного стану ґрунту

Вміст агрегатів 0,25-10 мм, % від маси повітряно-сухого ґрунту	Структурний стан
>80	Відмінний
80-60	Добрий
60-40	Задовільний
40-20	Незадовільний

<20	Поганий
-----	---------

Приклад розрахунків . За формулою 9 коефіцієнт структурності чорнозему південного (за даними табл. 11) буде дорівнювати:

$$K_{\text{СТ}} = \frac{16,8 + 15,4 + 1,9 + 20,2 + 7,8 + 6,7}{10,2 + 21,0} = 2,21$$

7.1.2. Мокрий агрегатний аналіз

Для визначення водотривкості складають середню пробу масою 50 г з усіх фракцій агрегатів, які отримали при сухому просіюванні, пропорційно їх процентному вмісту: беруть кожну фракцію в кількості, яка дорівнює половині процентного вмісту її в даному ґрунті. Наприклад, якщо вміст у ґрунті фракції 10-7мм становить 16,8%, то для середньої проби її беруть у кількості 8,4 г, при вмісті фракції 7-5 мм 15,4% - відповідно 7,7 г і т.д.

У середню пробу фракцію агрегатів менше 0,25 мм не включають, бо при подальшій обробці вона, проходячи крізь сита, заважає просіюванню більш грубих фракцій. Отже, наважка буде меншою за 50 г, але при розрахунках вмісту водотривких агрегатів у процентах вважається, що наважка ґрунту становить 50 г.

Підготовлену наважку переносять у літровий циліндр і обережно по стінках приливають воду для того, щоб агрегати зволожувалися поступово, а вода витискала з них повітря, яке може в подальшому їх зруйнувати. Зволожену наважку залишають у спокої 10 хв, після чого циліндр доливають водою до мітки і трохи нахилиють для витискання повітря, що залишилося в ґрунті.

Складають колонку з п'яти сит з діаметром отворів 5; 3; 1; 0,5; 0,25 мм без дна і кришки, скріплюють сита крізь вухка дротяними дужками і вміщують у бак, заповнений водою так, щоб верхнє сито було занурено у воду на 8 -10 см.

Через 10 хв циліндр доливають водою до верху, накривають склом і перевертають догори дном, утримуючи в такому положенні кілька секунд, поки ґрунт не осяде на скло і знов перевертають циліндр. Після десяти обертів закритий циліндр перевертають догори дном і розміщують у воді над ситами. Під водою циліндр швидко відкривають і плавними рухами циліндра, не торкаючись його краєм дна сита і не відриваючи від води, рівномірно розподіляють ґрунт по поверхні сита. Через 50-60 секунд, коли всі агрегати розміром понад 0,25 мм впадуть на сито, циліндр у воді закривають і виймають. Частина фракції менше 0,25 мм, яка залишилася у циліндрі, не визначають, бо вона розраховується за різницею.

Потім приступають до розподілу на фракції водотривких агрегатів. Для цього набір сит повільно піднімають на 5-6 см, не

оголюючи агрегатів на верхньому ситі і швидко опускають до низу на 3 см, витримують 2-3 секунди, поки грудочки ґрунту, підняті за інерцією під час опускання, не впадуть на дно сита. Потім знову повільно піднімають на 3-4 см і швидко опускають на ту саму глибину. Дану операцію повторюють 10 разів, після чого виймають з бака два верхніх сита, а нижні струшують ще 5 разів.

Виймають сита з води і ставлять на стіл. З кожного сита змивають агрегати водою з промивалки у велику фарфорову чашку, перекинувши його догори дном. Надлишок води зливають і переносять фракції агрегатів за допомогою промивалки у маленькі заздалегідь зважені чашки. Випаровують воду на водяній бані. Висушують до повітряносухого стану, залишають на столі до наступного дня і зважують на технічних терезах. Отримана маса фракції в грамах, помножена на 2, дає процентний вміст агрегатів. Одержані дані оформляють у вигляді табл.22 або графічно.

Оцінку структурного стану ґрунту за вмістом водотривких агрегатів здійснюють за шкалою (табл. 24).

Таблиця 24. Оцінка структурного стану ґрунтів за вмістом водотривких агрегатів

Сума водотривких агрегатів розміром понад 0,25 мм, % від маси повітряносухого ґрунту	Водотривкість агрегатів
<10	Відсутня
10-20	Незадовільна
20-30	Недостатньо задовільна
30-40	Задовільна
40-60	Добра
60-75	Відмінна
>75	Надмірно висока

За структурним станом ґрунти можна поділити на три групи: безструктурні, слабоструктурні і структурні. Вони різко відрізняються між собою за водно-фізичними властивостями.

До безструктурних належать піщані та супіщані ґрунти, які у своєму складі мають менше 10% мулистих часток, їх ґрунтовий вбирний комплекс ненасичений основами, а вміст гумусу не перевищує 1%. За таких умов елементарні ґрунтові частки майже не утворюють агрегатів, тому ці ґрунти характеризуються високою водопроникністю, низькою вологоємністю, мають підвищену щільність і недостатньо забезпечені елементами живлення для рослин.

До слабоструктурних належать піщано- та грубопилуваті легко- і середньосуглинкові ґрунти, які містять понад 50% піщаних і грубопилуватих часток. Вміст мулу в них становить 10-20%, а

гумусу – 1-3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів до 50%, тому вони мають недостатню пористість і вологоекмність, у більшості незадовільну водопроникність, здатні до запливання, ущільнення і утворення ґрунтової кірки.

До структурних належать пилувато-середньосуглинкові, важкосуглинкові і глинисті ґрунти, в яких мулу понад 20%, піщаних та грубопилуватих часток до 50%, їх ґрунтовий вбирний комплекс насичений основами, а вміст гумусу становить понад 3%. У таких ґрунтах водотривких агрегатів понад 50%. Вони мають достатню пористість, добру вологоекмність і високу водопроникність, добре забезпечені елементами живлення рослин.

7.2. Мікроагрегатний аналіз ґрунту за методом М.А. Качинського

Більша частина механічних елементів у ґрунті завжди знаходиться у вигляді агрегатів. Частки, дрібніші від 0,01 мм, агреговані майже на 90%. Тому найбільш загальним для ґрунтів є мікроагрегатний стан. Мікроагрегати порівняно з механічними елементами, мають дуже важливу властивість – додаткову мікроагрегатну пористість. Для елементарних ґрунтових часток при щільній упаковці вона становить лише 20-25% від об'єму, а в мікроагрегованому їх стані пористість зростає до 40-50%.

Елементарна ґрунтова частка і агрегат того самого розміру дуже різняться між собою. Перша являє собою монолітну масу уламку породи чи мінералу. Сумарна зовнішня поверхня такої частки визначається лише за її формою. **Мікроагрегат** – це більш-менш пухка маса, мікропори якої заповнені водним розчином або повітрям. Він має не лише зовнішню, а й внутрішню поверхню мікропор. Тому водні, фізичні, хімічні, біологічні та інші властивості ґрунтів у першу чергу визначаються мікроагрегатним, а не гранулометричним складом.

Мікроагрегатний стан ґрунтів дуже динамічний, він змінюється у широких межах залежно від умов існування ґрунту. Зміни відбуваються як у бік збільшення кількості й розмірів агрегатів, так і в бік зменшення агрегованості ґрунту. Межею можливого розпилення ґрунту є його гранулометричний склад.

Мікроагрегатний аналіз доцільно проводити для орного та підорного горизонтів паралельно з гранулометричним аналізом. Це дасть змогу оцінити оструктуреність і дисперсність ґрунту та визначити потенційну здатність його до утворення структури.

При мікроагрегатному аналізі визначають кількість агрегатів у таких фракціях: 1-0,25; 0,25-0,05; 0,05-0,01; 0,01-0,005; 0,005-0,001 та менше 0,001 мм.

Подібно до гранулометричного, мікроагрегатний аналіз складається з двох стадій: підготовки зразка до аналізу і кількісного визначення вмісту окремих фракцій мікроагрегатів.

Для аналізу беруть наважку 10–20 г повітряносухого ґрунту, розтертого товкачиком з гумовим наконечником у фарфоровій ступці і просіяного крізь сито з діаметром отворів 1 мм; поміщають у півлітрову склянку з широким горлом; вливають 250 мл дистильованої води і залишають на 24 години. Після цього склянку закривають корком і 2 години струшують у горизонтальній площині (180 коливань на хвилину). На цьому закінчується підготовка зразка до аналізу.

Суспензію переносять крізь вставлене у велику лійку сито з отворами 0,25 мм у літровий циліндр. Ґрунт на ситі промивають дистильованою водою, поки крізь сито не піде прозора вода. Мікроагрегати розміром від 1 до 0,25 мм, що залишилися на ситі, змивають у заздалегідь зважену чашку, надлишок води зливають декантацією, а воду яка залишилась, випаровують на водяній бані.

Чашку з ґрунтом висушують у сушильній шафі протягом 3 годин при температурі 105° С і після охолодження в ексікаторі зважують на аналітичних терезах. Різниця в масі дасть вміст у наважці мікроагрегатів розміром від 1 до 0,25 мм. Обчислення процентного вмісту мікроагрегатів даного розміру здійснюють за формулою 4.

Циліндр доливають водою до 1 л і визначають усі інші фракції за допомогою піпетки так, як це робиться при гранулометричному аналізі. Час відбору проб наведено в табл. 25.

Таблиця 25. Час відбору проб та глибина занурення піпетки залежно від температури для ґрунтів із щільністю твердої фази 2,6 (за С.В. Астаповим)

Проба	Розмір часток, мм	Глибина занурення піпетки, см	Інтервал часу після збовтування суспензії до початку відбору проби за різних температур, °С			
			10	15	20	30
I	0,05	25	3 хв 49 с	3 хв 20 с	2 хв 57 с	2 хв 38 с
II	0,01	10	38 хв 06с	33 хв 30с	29 хв 40с	26 хв 30с
III	0,005	10	2 г 32 хв	2 г 13 хв	1 г 59 хв	1 г 46 хв
IV	0,001	7	63 г 29хв	55 г 42хв	49 г 20хв	43 г 6 хв

Обчислення процентного вмісту мікроагрегатів у пробах здійснюють за формулою 5. Кінцеві розрахунки результатів проводять, як при гранулометричному аналізі (див. 1.3.4).

При мікроагрегатному аналізі засоленних ґрунтів замість дистильованої води використовують водну витяжку з даного ґрунту, яку одержують таким чином: 40 г повітряносухого ґрунту вміщують у склянку, місткістю трохи більше літра, в яку доливають 1000 мл дистильованої води, перемішують і залишають на 24 години, після чого 5 хвилин збовтують і фільтрують.

Результати мікроагрегатного аналізу представляють у формі

табл. 26.

Таблица 26. Мікроагрегатний склад ґрунту

Ґрунт	Горизонт (глибина), см	Кількість мікроагрегатів, % до сухого ґрунту					
		1-0,25 мм	0,25-0,05 мм	0,05-0,01 мм	0,01-0,005 мм	0,005-0,001 мм	0,001 мм

7.3. Характеристика мікроагрегатності ґрунтів

Співвідношення результатів мікроагрегатного і гранулометричного складу дозволяє судити про потенціальну здатність ґрунтів до агрегації та водотривкість агрегатів.

Фактор дисперсності за Н.А.Качинським характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді і являє собою процентне відношення мулу "мікроагрегатного", до мулу "гранулометричного". Розраховують його за формулою:

$$K_D = \frac{M_M}{M_G} \cdot 100 \quad ,$$

(10)

де K_D - фактор дисперсності, %; M_M - вміст мулу при мікроагрегатному аналізі, %; M_G - вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; 100 - для перерахунку в проценти.

Якщо K_D менше 10% - ґрунт слабодиспергований; 10-20% - середньо- і понад 20% - сильнодиспергований. Отже, чим вищий K_D , тим вищий ступінь руйнування мікроагрегатів.

Фактор дисперсності чорноземів не перевищує 10%, каштанових ґрунтів - 10-20%, у солонців він може підвищуватись до 60-80%.

Фактор структурності за Фагелером характеризує водотривкість агрегатів. Розраховується за формулою:

$$K_C = \frac{(M_G - M_M) \cdot 100}{M_G} \quad ,$$

(11)

де K_C - фактор структурності, %; M_G - вміст мулу при гранулометричному аналізі, %; M_M - вміст мулу при

мікроагрегатному аналізу, %; 100 - для перерахунку в проценти.

Якщо K_c понад 90% - ґрунт добре агрегований, 80-90% - середньо і менше 80% - слабоагрегований.

Ступінь агрегованості за Бейвером і Родесом розраховують за формулою:

$$K_a = \frac{(a - \epsilon) \cdot 100}{a} ,$$

(12)

де K_a - ступінь агрегатності, %; a - кількість мікроагрегатів розміром понад 0,05 мм при мікроагрегатному аналізі, %; ϵ - кількість механічних елементів розміром понад 0,05 мм при гранулометричному аналізі, %; 100 - для перерахунку в проценти.

Підвищення ступеня агрегатності вказує на поліпшення водотривкості структури ґрунту.

Приклад розрахунку . Після проведення гранулометричного і мікроагрегатного аналізів чорнозему типового отримали дані (табл.27) .

$$K_d = \frac{1,6 \cdot 100}{12,7} = 9,45\% ;$$

$$K_c = \frac{(12,7 - 1,6) \cdot 100}{12,7} = 90,55\%$$

.

Таблиця 27. Гранулометричний і мікроагрегатний стан чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового

Горизонт (глибина) см	Вміст часток (%), розміром, мм						
	1- 0,25	0,25 - 0,05	0,05- 0,01	0,01- 0,005	0,005- 0,001	0,001	0,01
H_{0-20}	$\frac{-}{11,4}$	$\frac{17,1}{34,3}$	$\frac{53,2}{35,7}$	$\frac{9,8}{12,2}$	$\frac{7,2}{4,8}$	$\frac{12,7}{1,6}$	29,7

Примітка: чисельник - дані гранулометричного аналізу;
знаменник - мікроагрегатного.

Розрахунки свідчать, що чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий має середні показники диспергованості та агрегованості. Це можна пояснити великою кількістю грубого пилу і низьким вмістом гумусу.

Питання для самоконтролю

1. Поняття «структура» і «структурність» ґрунту.

2. В чому полягає агрономічна цінність структури ґрунту?
3. Як проводять агрегатний аналіз ґрунту за методом М.І. Саввінова?
4. На які групи поділяють ґрунти за структурним станом і як оцінюють структурний стан?
5. З якою метою проводять мікроагрегатний аналіз ґрунту за методом М.А. Качинського?
6. Як розраховують фактор дисперсності за М.А. Качинським, фактор структурності за Фагелером та ступінь агрегованості за Бейвером та Радесом?

Розділ 8. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ГРУНТІВ

Фізичні властивості визначають напрямок майже всіх процесів, які відбуваються в ґрунті. Вони істотною мірою впливають на ріст і розвиток рослин. Більшість агротехнічних і меліоративних заходів у землеробстві застосовуються для тимчасового або тривалого поліпшення головним чином фізичних властивостей ґрунтів. Розробляючи агротехніку вирощування сільськогосподарських культур, до уваги беруть насамперед ці показники.

До загальних фізичних властивостей ґрунту належать щільність твердої фази, щільність та пористість.

8.1 Визначення щільності твердої фази ґрунту за С.І. Дольовим

Щільність твердої фази ґрунту (ЩТФГ) – це відношення маси його твердої фази до маси такого ж об'єму води при температурі 4°C , або маса 1 см^3 абсолютно сухої твердої фази ґрунту. Різні типи ґрунтів мають неоднакову щільність твердої фази. Її величина в мінеральних ґрунтах коливається в межах від 2,4 до 2,8, а у торфях залежно від ступеня розкладу і зольності становить від 1,4 до 1,8 г/см³. Отже ЩТФГ залежить від мінералогічного складу і вмісту органічних компонентів, тобто, чим більше в ґрунті міститься важких мінералів і менше органічних речовин, тим вища щільність його твердої фази.

Використовують показники ЩТФГ при розрахунках пористості. Визначають ЩТФГ пікнометричним методом, який базується на врахуванні об'єму води, що витискується твердою фазою ґрунту. Для аналізу беруть повітряносухий ґрунт, розтертий і просіяний крізь сито з діаметром отворів 1 мм; пікнометри або термостійкі мірні колби об'ємом 50-100 мл; прокип'ячену дистильовану воду.

Хід аналізу. Прокип'ятити дистильовану воду в конічній колбі протягом 30 хвилин, щоб звільнити її від повітря і охолодити до кімнатної температури.

Пікнометр (мірну колбу) наповнити дистильованою водою до риски і зважити на аналітичних терезах з точністю до 0,001 г. Після зважування воду з нього слід вилити знову в конічну колбу. Відважити у заздалегідь зважену фарфорову чашку 10 г ґрунту і перенести її в пікнометр. Частиці ґрунту, що прилипли до стінок, змити дистильованою водою, наповнивши його трохи менше, ніж до половини. Чашку, в якій знаходилась наважка, знову зважити і за різницею між масою чашки з ґрунтом і пустою чашкою знайти масу ґрунту, яку взято для аналізу. Одночасно беруть наважку ґрунту в бюкс для визначення гігроскопічної вологості.

Пікнометр поставити на піщану баню і обережно прокип'ятити протягом 30 хв, щоб видалити повітря з ґрунту. Після кип'ятіння його слід залишити на ніч в лабораторії, для охолодження до кімнатної температури. Потім долити дистильованою водою до риски, обтерти і зважити з точністю до 0,001 г.

ЩТФГ (г/см³) розраховують за формулою:

$$\text{ЩТФГ} = \frac{A}{B + A - C}$$

(13)

де А – маса абсолютно-сухого ґрунту, г; В – маса пікнометра з водою, г; С – маса пікнометра з водою і ґрунтом, г; В+А-С – маса витісненої води, г.

Масу абсолютно сухої наважки ґрунту визначають за формулою:

$$A = \frac{a \cdot 100}{100 + W}$$

(14)

де A – маса абсолютно сухого ґрунту, г; a – маса повітряносухого ґрунту, взятого для аналізу, г; W – вміст гігроскопічної вологи, %.

Приклад обчислення. Для визначення ЩТФГ взято 10 г повітряносухого ґрунту (a), який містить 3,52 % гігроскопічної вологи (W); маса пікнометра з водою (B) становить 128,862 г, а маса пікнометра з водою і ґрунтом (C) – 134,663 г.

За формулою 14 розраховуємо масу абсолютно сухого ґрунту:

$$A = \frac{10 \cdot 100}{100 + 3,52} = 9,660 \text{ г}$$

Отримане значення підставляємо у формулу (13) і розраховуємо ЩТФГ:

$$\text{ЩТФГ} = \frac{9,660}{128,862 + 9,660 - 134,663} = 2,50 \text{ г/см}^3$$

Результати визначення ЩТФГ записують за формою табл.28.

Таблиця 28. Визначення щільності твердої фази ґрунту

Номер пікнометра	Наважка ґрунту, г		Маса пікнометра, г		ЩТФГ, г/см ³
	повітряно-сухого (а)	абсолютно сухого (А)	з водою (В)	з водою і ґрунтом (С)	
13	10,0	9,660	128,862	134,663	2,50

8.2. Щільність ґрунту

Під щільністю ґрунту (ЩГ) розуміють масу абсолютно сухого ґрунту непорушеної будови в одиниці об'єму. Вимірюють показник у г/см³ (т/м³) і розраховують за формулою:

$$d_v = \frac{P}{V}$$

(15)

де d_v – щільність ґрунту, г/см³; P – маса абсолютно сухого ґрунту непорушеної будови, г; V – об'єм ґрунту, см³.

ЩГ – одна з найважливіших фізичних характеристик ґрунту, яка безпосередньо впливає на водний, повітряний і тепловий режими, мікробіологічну діяльність, нагромадження і засвоєння елементів живлення, ефективність мінеральних та органічних добрив. Величина її залежить від мінералогічного і гранулометричного складу, структурного стану, вмісту в ґрунті органічних речовин, його вологості та характеру сільськогосподарського використання.

Межі коливань ЩГ досить широкі. Для мінеральних ґрунтів вони становлять 0,9–2,0, а для органічних (торфів) – 0,15–0,40 г/см³. Різні генетичні горизонти також мають неоднакову щільність. Найменші її величини характерні для верхніх шарів ґрунту, найбільші – для нижніх, особливо ілювіальних та оглеєних

горизонтів. Наприклад, гумусо-елювіальний горизонт дерново-підзолистих ґрунтів має щільність 1,2-1,4; елювіальний – 1,4-1,5; для ілювіального горизонту цей показник становить 1,6-1,8 г/см³. Щільність орного шару чорноземів – 1,0-1,3; підорного – 1,3-1,4; а в перехідних до ґрунтоутворної породи – 1,1-1,2 г/см³. В оглеєних мінеральних горизонтах болотних ґрунтів і стовпчастих горизонтах солонців щільність наближається до 1,9-2,0 г/см³. Крім того, ЩГ змінюється в просторі і часі, особливо у верхніх горизонтах, які зазнають впливу кліматичних, біологічних і антропогенних факторів.

Розрізняють рівноважну і оптимальну ЩГ. Рівноважною вважають щільність горизонтів, які довгий час не оброблялись. Показники рівноважної ЩГ наведено в табл. 29.

Оптимальною вважається та ЩГ, при якій за інших рівних умов отримують найбільші врожаї сільськогосподарських культур. Оптимальна щільність за своєю абсолютною величиною є характерною для кожного типу ґрунту, для різновидів ґрунтів за гранулометричним складом і для біологічних груп сільськогосподарських культур. У легких ґрунтах оптимальна щільність вища, а діапазон її коливань дещо ширший, ніж у ґрунтах середнього і важкого гранулометричного складу (табл. 30).

Таблиця 29. Значення рівноважної щільності ґрунтів України в шарі 0-20 см (узагальнені дані)

Гранулометричний склад	ЩГ, г/см ³	Гранулометричний склад	ЩГ, г/см ³
------------------------	-----------------------	------------------------	-----------------------

Дерново-підзолистий		Сірий лісовий
Піщаний		Середньосуглинковий
1,50-1,65		1,25-1,35
Глинисто-піщаний		Темно-сірий лісовий
1,35-1,45		Середньосуглинковий
Супіщаний		1,20-1,30
1,45-1,60		Чорнозем опідзолений
Дерново-карбонатний		Середньосуглинковий
Супіщаний		1,20-1,35
1,20-1,40		Чорнозем типовий
Легкосуглинковий		Середньосуглинковий
1,15-1,35		1,10-1,30
Дерново-глеєвий		Чорнозем звичайний
Важкосуглинковий		Важкосуглинковий
1,40-1,55		1,10-1,25
Лучний		Чорнозем південний
Середньосуглинковий		Важкосуглинковий
1,15-1,30		1,20-1,30
Торфовище низинне		Легкоглинистий
Ступінь розкладу		1,25-1,40
торфу	35-40	Темно-каштановий
0,12-0,18		
Ясно-сірий лісовий		Важкосуглинковий
Середньосуглинковий		1,25-1,35
1,03-1,40		Каштановий
		Легкоглинистий
		1,30-1,40

Оптимальні інтервали ЩГ не є константами. Вони змінюються у часі і насамперед у зв'язку із мірою зволоженості ґрунту. При високій вологості оптимум у межах встановленого діапазону зміщується в бік низьких показників щільності, а в умовах недостатнього зволоження – до більш високих значень.

Зернові культури менш вимогливі до рівня ущільнення, ніж просапні. Для більшості зернових на середньо- і важкосуглинкових ґрунтах оптимальні умови росту і розвитку складаються у діапазоні щільності від 1,0 до 1,3; на легкосуглинкових – від 1,3 до 1,45 г/см³. На супіщаних ґрунтах оптимальні умови не порушуються в діапазоні 1,35-1,50 г/см³. Для просапних культур оптимальний діапазон щільності становить 1,0-1,35 г/см³.

Відхилення ЩГ від оптимуму як у бік збільшення, так і зменшення негативно впливає на ріст і розвиток рослин, запізнюється поява сходів, різко зменшується висота рослин, послаблюється забарвлення листків, обмежується ріст коренів, а їх форма порушується, бульби та коренеплоди деформуються, різко зменшується доступність вологи і забезпеченість повітрям, збільшуються витрати на обробіток ґрунту. Внаслідок зниження щільності зменшується об'ємна концентрація вологи і елементів живлення, що також призводить до зниження продуктивності рослин.

Таблиця 30. Значення оптимальної щільності ґрунту для сільськогосподарських культур (за О.Г. Бондаревим, В.В. Медведєвим)

Культура	Інтервал щільності, г/см ³
----------	---------------------------------------

Полісся	
Дерново-підзолисті супіщані та легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,25-1,35
Кукурудза	1,10-1, 30
картопля	1,15-1,25
Дерново-підзолисті середньо- і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Кукурудза	1,10-1,20
Картопля	1,10-1,20
Кормові боби	1,10-1,30
Лісостеп	
Сірі лісові легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Сірі лісові середньо- і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,05-1,30
Кукурудза	1,00-1,25
Чорноземи типові та опідзолені легкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,40
Чорноземи типові та опідзолені середньо- і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,10-1,30
Кукурудза	1,00-1,25
Гречка	1,20-1,30
Просо	1,20-1,40
Горох	1,10-1,35
Цукровий буряк	1,00-1,25
Степ	
Чорноземи звичайні та південні, каштанові середньо- і важкосуглинкові	
Зернові колосові	1,05-1,30
Кукурудза	1,05-1,30

Визначають ЩГ у польових і лабораторних умовах. У польових умовах найбільш поширений буровий метод, який заснований на відборі зразка ґрунту непорушеної будови за допомогою циліндра – бура відповідного об'єму. В лабораторних умовах ЩГ визначають з нерозтертого розсипного зразка з порушеною будовою. Цей метод дає приблизну величину щільності ґрунту.

8.2.1. Визначення щільності ґрунту

До виходу в поле зважують на технічних терезах з точністю до 0,01 г металевий циліндр (об'ємом 100, 200, 500 см³) з кришками.

У полі виділяють незатоптану ділянку (1×1 м), зрізають з неї рослини, а поверхню ґрунту вирівнюють, або копають ґрунтовий розріз, в якому виділяють генетичні горизонти, з яких будуть відбирати проби.

Знімають з циліндра кришки і обережно за допомогою невеликої дошки, натискуючи на неї рукою, або постукуючи дерев'яним молотком, занурюють його в ґрунт. Циліндр треба повністю заповнити ґрунтом, не допускаючи його переущільнення. Дошку знімають, закривають циліндр кришкою, обкопують навкруги ножем, підрізають знизу і виймають з ґрунту. Циліндр перевертають, ножем зрізають надлишок ґрунту врівень з краями, обчищають бокові стінки і закривають другою кришкою. Проби відбирають у 3–6–кратній повторності.

Відібравши проби з верхнього горизонту, знімають заступом необхідний шар ґрунту, утворену поверхню вирівнюють ножем і продовжують відбір проб. Одночасно в бюкси відбирають проби для визначення польової вологості ґрунту.

Циліндри з ґрунтом доставляють у лабораторію, зважують і визначають щільність ґрунту.

Для обчислення ЩГ необхідно знати об'єм циліндра, який визначають за формулою:

$$V = \Pi \cdot \left(\frac{d}{2}\right)^2 \cdot h, \quad (16)$$

де V - об'єм циліндра, см³; h - висота циліндра, см; d - внутрішній діаметр циліндра, см; Π – постійна величина, 3,14.

Щільність ґрунту розраховують за формулою:

$$d_V = \frac{M \cdot 100}{V(100 + W)}, \quad (17)$$

де d_V - щільність ґрунту, г/см³; M – маса вологого ґрунту, г; W - вологість ґрунту, %; V - об'єм циліндра, см³.

Приклад розрахунків. Циліндр має такі розміри: висота – 10, діаметр – 5 см; маса порожнього циліндра з кришками – 56,6; циліндра з кришками і ґрунтом – 286,6; ґрунту 286,6 - 56,6 = 230,0 г; вміст води 3,5 %. Об'єм циліндра розраховуємо за формулою 16:

$$V = 3,14 \cdot \left(\frac{5}{2}\right)^2 \cdot 10 = 196,25 \text{ см}^3,$$

а ЩГ за формулою 17

$$\text{ЩГ} = \frac{230,0 \cdot 100}{196,25 \cdot (100 + 3,5)} = 1,13 \text{ г/см}^3.$$

Результати визначення ЩГ записують за формою табл. 31.

Таблиця 31. Визначення щільності ґрунту

№	Розміри циліндра	Маса циліндра, г	Маса ґрунту, г	Вологість, %	Щільність, г/см ³
---	------------------	------------------	----------------	--------------	------------------------------

	висота, см	діаметр, см	об'єм, см ³	пустого	з ґрунтом			
13	10,0	5,0	196,25	56,6	286,6	230,0	3,5	1,13

Оцінюють показники щільності ґрунту за шкалою, наведеною в табл. 32.

Велике значення має оцінка ЩГ для плодкових насаджень. Для легких ґрунтів вона більша, для важких – дещо менша. При виборі ділянок під різні групи плодкових насаджень враховують ущільненість ґрунту (табл. 33, 34).

Таблиця 32. Нормальні та допустимі значення щільності для росту коренів плодкових культур на легких ґрунтах (за І.М. Ващенко)

Генетичні горизонти	Щільність ґрунту, г/см ³			
	оптимальна	допустима	критична	корені не ростуть
Н – НР	1,40	1,40-1,60	1,60	>1,60
РН – Рк	1,60	1,60-1,75	1,75-1,80	>1,80
Рк	1,60	1,60-1,75	1,75-1,80	>1,80

Отже, в ряду плодкових дерев(черешня, абрикос, груша, яблуна, слива, вишня) найбільш чутлива до ущільнення черешня, а найменш – слива та вишня.

С.І. Долгов зі співробітниками (1970) запропонували формулу для розрахунку критичного рівня щільності ґрунту (верхньої межі критичного ущільнення). Її можна використати і для розрахунку нижньої межі оптимальної щільності. Розрахунки ведуть за формулою

$$d_{Г} = \frac{(100 - A) \cdot d_{ГФ}}{100 + HB \cdot d_{ГФ}} \quad (18)$$

де $d_{Г}$ - гранична щільність ґрунту, г/см³; $d_{ГФ}$ - щільність твердої фази ґрунту, г/см³; HB - найменша вологоємність ґрунту, %; A – вміст повітря, %.

Таблиця 33. Оцінка ущільненості ґрунту, г/см³

Глибина шару, см	Ступінь ущільненості					ЩТФГ, г/см ³
	дуже пухкий	пухкий	середньо пухкий	щільний	дуже щільний	
Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4 %						
0-20	1,00	1,00-1,20	1,20-1,40	1,40-1,50	1,50	2,60
20-50	1,20	1,20-1,35	1,35-1,48	1,48-1,60	1,60	2,65
50-100	1,35	1,35-1,50	1,50-1,60	1,60-1,67	1,67	2,70
Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4 %						
0-20	0,95	0,95-1,10	1,10-1,20	1,20-1,30	1,30	2,50
20-50	1,10	1,10-1,20	1,20-1,30	1,30-1,40	1,40	2,60
50-100	1,25	1,25-1,35	1,32-1,40	1,40-1,50	1,50	2,70

Таблиця 34. Реакція плодових культур на ступінь ущільнення суглинкових і глинистих ґрунтів (за В.Ф. Вальковим, С.Ф. Неговеловим)

Стан плодових культур	Глибина шару, см	Черешня, абрикос	Яблуня, груша, айва, персик	Слива, вишня
Дерева довговічні, дають рясні плоди	20-80	1,45	1,50	1,50
	80-150	1,45	1,50	1,55
	150-300	1,50	1,50	1,50
Дерева ростуть і плодоносять задовільно	20-80	1,45	1,50	1,55
	80-150	1,48	1,55	1,60-1,70
	150-300	1,50	1,55-1,75	1,65-1,75
Дерева дуже пригнічені і не плодоносять	20-80	1,50	1,60	1,70
	80-150	1,55	1,65	1,70
	150-300	1,60	1,70	-

При $A = 15\%$ отримуємо верхню межу, а при $A = 20\%$ – нижню межу оптимальної щільності ґрунту. Верхня межа обмежує щільність, вище якої у ґрунті при вологості, що відповідає НВ, виявляється нестача кисню, а нижня межа відділяє надмірне розпушення орного шару, яке призводить до втрат вологи на фізичне випаровування.

Приклад розрахунків. Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий в орному шарі має ЩТФГ $2,40 \text{ г/см}^3$, а НВ дорівнює $25,7\%$.

При аерації 15% за формулою 18 обчислюємо верхню межу ЩГ

$$d_{\Gamma} = \frac{(100 - 15) \cdot 2,40}{100 + 25,7 \cdot 2,40} = 1,26 \text{ г/см}^3;$$

при аерації 20% визначаємо нижню межу ЩГ

$$d_{\Gamma} = \frac{(100 - 20) \cdot 2,40}{100 + 25,7 \cdot 2,40} = 1,19 \text{ г/см}^3.$$

Отже, при насиченні чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового водою до стану НВ оптимальний інтервал щільності ґрунту в орному шарі буде становити $1,19-1,26 \text{ г/см}^3$. Зменшення ЩГ нижче $1,19 \text{ г/см}^3$ буде викликати непродуктивні втрати вологи, а збільшення ЩГ вище $1,26 \text{ г/см}^3$ призведе до порушення обміну кисню.

8.2.2. Застосування показників щільності ґрунту

Щільність ґрунту має велике агрономічне і практичне значення. Показники ЩГ використовуються для розрахунків пористості ґрунту, маси його окремих горизонтів, запасів вологи, елементів живлення, гумусу та інших складових частин ґрунту, а також для перерахунку показників вологості ґрунту з масових у об'ємні проценти.

Масу окремих шарів ґрунту розраховують за такими формулами:

а) абсолютно сухого ($M_{сг}$):

$$M_{сг} = 100 \cdot d_v \cdot h, \text{ т/га} \quad (19)$$

б) вологого ($M_{вг}$):

$$M_{вг} = d_v \cdot h \cdot (100 + W), \text{ т/га} \quad (20)$$

де h – глибина шару, см; W – вологість ґрунту, %.

Для розрахунків запасів різних компонентів ґрунту використовують наступні формули:

а) за вмістом у відсотках від маси абсолютно сухого ґрунту гумусу, карбонатів, гіпсу, солей та ін.

$$M = \rho \cdot h \cdot d_v, \text{ т/га}, \quad (21)$$

де ρ – вміст складової частини ґрунту у відсотках від маси абсолютно сухого ґрунту;

б) за вмістом вологи у відсотках від маси абсолютно сухого ґрунту (M):

$$M = W \cdot h \cdot d_v, \text{ м}^3/\text{га} \quad (22)$$

$$M = 0,1 \cdot W \cdot h \cdot d_v, \text{ мм} \quad (23)$$

де W - вміст вологи у відсотках від маси абсолютно сухого ґрунту;

в) за вмістом елементів живлення в мг на 100 г абсолютно сухого ґрунту (Меж):

$$\text{Меж} = P \cdot h \cdot d_v, \text{ кг/га} \quad (24)$$

$$\text{Меж} = 0,001 P \cdot h \cdot d_v, \text{ т/га} \quad (25)$$

$$\text{Меж} = 0,1 P \cdot h \cdot d_v, \text{ г/м}^2 \quad (26)$$

де P - вміст елемента, мг/100 г ґрунту;

г) за вмістом обмінних катіонів у мг-екв на 100 г абсолютно сухого ґрунту (Mк):

$$M_k = 0,001 N \cdot h \cdot d_v, \text{ т/га} \quad (27)$$

$$M_k = 0,1 N \cdot h \cdot d_v, \text{ г/м}^2, \quad (28)$$

де N - число мг обмінного катіону в одному еквіваленті.

8.3. Пористість ґрунту

Пористістю ґрунту називається сумарний об'єм усіх пор і проміжків між механічними елементами, структурними агрегатами та в середині їх в одиниці об'єму ґрунту непорушеної будови. Вимірюється пористість у відсотках від об'єму ґрунту.

За величиною пор загальну пористість поділяють на капілярну (діаметр пор <1 мм) і некапілярну (діаметр пор >1 мм). Капілярна пористість поділяється на: макрокапілярну (1,0-0,1 мм), мезокапілярну (0,1-0,001 мм), мікрокапілярну (0,001 мм).

За водоутримуючою здатністю ґрунту пористість поділяється на активну і пасивну. До активних відносяться пори, по яких рухається вільна вода під дією меніскових сил і сили гравітації. Це некапілярна, макро- і мезокапілярна пористість. Пасивні пори тонкі (мікрокапілярна пористість). При зволоженні ґрунту вони повністю заповнюються зв'язаною водою, яка утримується молекулярними силами і є недоступною для рослин. Пасивні пори агрономічно не цінні.

Крупні пори в ґрунті більшу частину часу зайняті повітрям. Такі пори називають пористістю аерації.

Найбільшу агрономічну цінність мають активні пори, зайняті капілярною водою, та пори аерації, яких повинно бути не менше 20-25% від загальної пористості, а співвідношення між некапілярною і капілярною пористістю приблизно 1:1.

Величина пористості залежить від гранулометричного складу, структурності та мікроагрегатності, вмісту органічної речовини, життєздатності живих організмів, а в культурних ґрунтах – від обробітки і меліоративних заходів. У середньому пористість у мінеральних ґрунтах коливається в межах 30-60, а у торфовищах 80-85% (табл. 35).

Величина пористості та будова пор змінюються за профілем ґрунту. В гумусних горизонтах чорноземів пористість максимальна (50-60%), а в більш глибоких безгумусних – близько 40%. Мінімальну пористість мають безструктурні оглеєні горизонти, стовпчасті горизонти солонців (< 30%) і безгумусові горизонти піщаних ґрунтів (30-35%).

Таблиця 35. Межі коливань різних видів пористості в ґрунтах і ґрунтотворних породах (за В.А. Ковдою)

Ґрунти, ґрунтотворні породи	Пористість		
	загальна , %	капілярна	некапілярна
		% від загальної	
Піски	30-35	25-35	65-75
Супіски	35-45	45-55	45-55
Суглинки	40-47	65-85	15-35
Леси та лесовидні суглинки	40-55	60-65	35-50
Глини	45-55	90-97	3-10
Орний шар чорнозему	55-60	40-45	55-60
Поверхневий горизонт торфовища	80-85	95-98	2-5

Пористість має велике агрономічне значення. Від загальної кількості пор та їх розміру залежить співвідношення між газовою і рідкою фазами ґрунту, умови руху ґрунтових розчинів, повітря, тепла і розвиток живих організмів. Вологоємність, водотривкість, водопіднімальна здатність, аерація та інші властивості ґрунту тісно пов'язані з пористістю. Особливо важливе значення вона має у зрошуваних ґрунтах, обумовлюючи глибину просочування води, капілярне підняття підґрунтових вод та інтенсивність процесів випаровування.

8.3.1. Визначення загальної пористості

Загальну пористість ґрунту визначають, використовуючи показники щільності ґрунту і щільності його твердої фази. Розрахунки виконують за формулою:

$$P_{\text{заг}} = (1 - d_v/D) \cdot 100, \quad (29)$$

де $P_{\text{заг}}$ – загальна пористість, % від об'єму ґрунту; D – ЩТФГ, г/см³; d_v – щільність ґрунту, г/см³.

Загальну пористість можна розрахувати за даними повної вологоємності, користуючись формулою:

$$P_{\text{заг}} = ПВ \cdot d_v, \quad (30)$$

де $P_{\text{заг}}$ – загальна пористість, % від об'єму ґрунту; ПВ – повна вологоємність, % від маси ґрунту; d_v – щільність ґрунту, г/см³.

Оптимальне значення загальної пористості для суглинкових і глинистих ґрунтів становить 55-65, для піщаних та супіщаних 45-50% (табл. 36).

Таблиця 36. Оцінка загальної пористості ґрунту (за М.А. Качинським)

Загальна пористість, %	Якісна оцінка
>70	Надмірно пухкий ґрунт
55-65	Відмінна для орного шару
50-55	Задовільна для орного шару
50	Незадовільна для орного шару
40-25	Надмірно низька, характерна для ілювіальних та

	оглеєних горизонтів
--	---------------------

За величиною загальної пористості оцінюють ступінь ущільнення ґрунту, користуючись табл. 37.

Таблиця 37. Ступінь ущільнення ґрунту залежно від загальної пористості, % від об'єму

Глибина шару, см	Ступінь ущільнення					ЩТФГ, г/см ³
	дуже пухкий	пухкий	середньо пухкий	щільний	дуже щільний	
Для ґрунтів з вмістом гумусу до 4%						
0-20	>60	60-53	53-47	47-42	<42	2,60
20-50	>55	55-50	50-45	45-40	<40	2,65
50-100	>50	50-45	45-41	41-38	<38	2,70
Для ґрунтів з вмістом гумусу понад 4%						
0-20	>62	62-56	56-52	52-48	<48	2,50
20-50	>58	58-54	54-50	50-46	<46	2,60
50-100	>54	54-51	51-48	48-44	<44	2,70

8.3.2. Визначення диференціальної пористості

Для розрахунків пористості аерації і об'єму пор, заповнених капілярною водою (активна пористість) необхідно знати такі характеристики ґрунту: щільність ґрунту, максимальну гігроскопічність, вологість в'янення і найменшу вологоємність.

Розрахунки капілярної пористості заповненої водою при найменшій вологоємності, тобто капілярно-підвішеною водою, проводять за формулою:

$$P_k = (N_B - B_B) \cdot d_v, \quad (30)$$

де P_k – капілярна пористість, % від об'єму ґрунту; N_B – найменша вологоємність, % від маси ґрунту; B_B – вологість в'янення, % від маси ґрунту; d_v – щільність ґрунту, г/см³.

Розрахунки пористості аерації проводять за формулою:

$$P_{aer} = P_{zag} - P, \quad (31)$$

де P_{aer} – пористість аерації, % від об'єму ґрунту; P_{zag} – загальна пористість, % від об'єму ґрунту; P – об'єм пор, заповнених водою всіх категорій.

Об'єм пор, заповнених водою різних категорій, розраховують за формулою:

$$P = P_{mg} + P_{nzv} + P_k, \quad (32)$$

де P_{mg} – об'єм пор, заповнених водою при максимальній гігроскопічності; P_{nzv} – об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою; P_k – об'єм пор заповнених капілярною водою.

Об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою, розраховують за формулою:

$$P_{mg} = (MГ \cdot d_v) : 1,5 , \quad (33)$$

де МГ – максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту; d – щільність ґрунту, г/см³; 1,5 – щільність максимально гігроскопічної води.

Об'єм пор, заповнених неміцно зв'язаною водою, розраховують за формулою:

$$P_{nzv} = (BB - MГ) \cdot d_v : 1,25 , \quad (34)$$

де BB – вологість в'янення, % від маси ґрунту; 1,25 – щільність неміцно зв'язаної води.

Отже, всі категорії вологості в сумі дають найменшу вологоємність тому об'єм пор, заповнених водою всіх категорій, можна розраховувати за формулою:

$$P = NB \cdot d_v , \quad (35)$$

У польових умовах вологість ґрунту найчастіше буває нижчою за NB, тому розрахунки пористості, зайняті водою, слід проводити за формулою:

$$P = W \cdot d_v , \quad (36)$$

де P – об'єм пор, зайнятих водою при польовій вологості, % від об'єму ґрунту; W – польова вологість ґрунту на даний момент часу, % від маси ґрунту; d_v – щільність ґрунту в той же момент часу, г/см³.

Приклад обчислення. Орний шар чорнозему типового грубопилувато-легкосуглинкового характеризується такими показниками: ЩТФГ – 2,62; ЩГ – 1,3 г/см³; МГ – 6,0; BB – 9,0; NB – 26,8%.

За наведеними формулами (29-36) розраховуємо:

1) загальну пористість

$$P_{zag} = \left(1 - \frac{1,3}{2,62}\right) \cdot 100 = 50,4\% ;$$

2) капілярну пористість

$$P_k = (26,8 - 9,0) \cdot 1,3 = 23,1\% ;$$

3) об'єм пор, заповнених міцнозв'язаною (максимально-гігроскопічною) водою

$$P_{mg} = (6,0 \cdot 1,3) : 1,5 = 5,2\% ;$$

4) об'єм пор, заповнених неміцнозв'язаною водою

$$P_{nzv} = (9,0 - 6,0) \cdot 1,3 : 1,25 = 3,1\% ;$$

5) об'єм пор, заповнених водою всіх категорій

$$P = 5,2 + 3,1 + 23,1 = 31,4\% ;$$

6) пористість аерації

$$P_{aer} = 50,4 - 31,4 = 19,0\% .$$

Розраховані результати заносяться до табл. 38.

38. Диференціальна пористість чорнозему типового, % від об'єму ґрунту

Горизонт (глибина) см	Загальна пористість	Об'єм пор, заповнених водою				Пористість аерації
		капілярною	неміцно зв'язаною	міцно-зв'язаною	всього	
Норний 0-20	50,4	23,1	3,1	5,2	31,4	19,0

8.4. Твердість ґрунту

Твердість це здатність ґрунту чинити опір вертикально прикладеному зовнішньому зусиллю, яке намагається роз'єднати ґрунтову масу. Кількісно вона може бути виміряна величиною сили, яку треба затратити для введення в ґрунт плунжера (кульки, циліндра, конуса і т.д.). Вимірюється твердість у кг/см^2 або кПа .

Величина твердості ґрунту залежить від його гранулометричного складу, агрегатного стану, вмісту гумусу, складу обмінних катіонів, щільності та вологості. Дуже дисперговані, безструктурні, ущільнені ґрунти, з високим вмістом обмінного натрію і, особливо, при низькому зволоженні мають підвищену твердість, а в ґрунтах з великим вмістом гумусу, добре оструктурених, насичених обмінними катіонами кальцію та магнію – твердість різко знижується.

Висока твердість – ознака несприятливих фізичних, агрофізичних і технологічних властивостей ґрунту. Надто тверді ґрунти при обробітці мають несприятливі водні та повітряні властивості, негативно впливають на ріст коренів рослин і життєдіяльність ґрунтової фауни. Чим вища твердість, тим більший опір ґрунт чинить робочим органам ґрунтообробних машин і потребує значних затрат енергії при механічному обробітці, але на таких ґрунтах зменшується тягове зусилля при перекочуванні механізмів по полю.

Твердість ґрунту визначають спеціальними приладами – твердомірами. Існує декілька конструкцій твердомірів (В.П. Горячкіна, А.І. Зражевського, М.А. Качинського та ін.). Нині поширеним є твердомір Ю.Ю. Ревякіна. Прилад даної конструкції дозволяє швидко вимірювати твердість ґрунту в шарі 0-30 см.

8.4.1. Визначення твердості ґрунту твердоміром Ю.Ю. Ревякіна

Основною робочою частиною твердоміра служить плунжер, нагвинчений на нижній кінець штока, який за допомогою рукоятки крізь вимірювану пружину втискується у досліджуваний ґрунт. При цьому вимірювальна пружина стискується пропорційно величині опору ґрунту зминанню.

Характер заглиблення плунжера різко змінюється, коли він досягає підґрунтя, підорної підшови, дна борозни, або зустрічає каміння, корені дерев'янистих рослин, щільні брили чи порожнечу в горизонтах ґрунту.

Твердомір має самописець для записів вимірювання величин зв'язаності ґрунту. Можлива довжина ортогональної діаграми 30 см відповідає робочому ходу штока у глибину. Величина максимальної ординати діаграми – 50 мм. Діаграма з міліметрового паперу закладається на стойку твердоміра за допомогою притискувальної рамки. Олівець переміщується відносно діаграми вздовж руху плунжера в ґрунті і одночасно впоперек її відповідно стискуванню вимірювальної пружини. При цьому абсциса діаграми безпосередньо відповідає сантиметрам глибини ґрунтових горизонтів, а ордината – величині стискання пружини в мм.

Для отримання величини опору ґрунту P кг на плунжер у кожному горизонті його занурення (1,5,10,15,20,25 і 30 см) потрібно виміряти в мм відповідну даному горизонту ординату діаграми (h) і помножити її величину на калібр вимірювальної пружини (n) кг/мм . Тоді загальний опір ґрунту на плунжер буде дорівнювати $P = h \cdot n$, а твердість ґрунту відповідно:

$$T = \frac{h \cdot n}{S} = \frac{P}{S}, \quad (37)$$

де P – загальний опір ґрунту на плунжер, кг ; S – площа плунжера, см^2 .

Залежно від ступеня зв'язаності досліджуваного ґрунту застосовують змінні плунжери. Для вимірювання твердості свіжооброблених ґрунтів використовують плунжер діаметром 3 см^2 , культурних необроблених – 2 , а щільних і задернілих – 1 см^2 . Повторність вимірювання п'ятикратна. Одночасно відбирають зразки на вологість ґрунту. Результати вимірювання твердості ґрунту супроводжують даними щодо вмісту води і записують у табл. 39, а також оформляють графічно.

Таблиця 39. Визначення твердості ґрунту

Глибина, см	Довжина ординати, мм, повторність						Р абсциса калібрувального графіка, кг	S площа плунжера, см ²	Т, кг/см ²	Вологість ґрунту, %
						середнє				
1										
5										
10										
15										
20										
25										
30										

Оцінку твердості ґрунту проводять за шкалою М.А. Качинського (табл. 40).

Таблиця 40. Шкала твердості ґрунту за М.А. Качинським

Твердість ґрунту		Стан ґрунту
кг/см ²	кПа	
<10	<1,0	Пухкий
10-20	1,0-2,0	Середньопухкий (пухкуватий)
20-30	2,0-3,0	Ущільнений
30-50	3,0-5,0	Щільний
50-100	5,0-10,0	Дуже щільний
>100	>10,0	Злитий

За допомогою твердоміра можна визначити строкатість будови орного шару ґрунту, яка виникає за різного обробітку, або при проході ходових частин машинно-тракторних агрегатів. Для цього слід використовувати методику Г.В. Назаренка (1979), згідно з якою перпендикулярно до напрямку оранки (проходу ходових частин машинно-тракторних агрегатів) на глибині 1,10,20 і 30 см у 10 точках, через кожні 10 см визначають твердість ґрунту в 10-кратній повторності, середні значення відкладають на масштабній сітці, після чого точки з однаковими значеннями твердості з'єднують лініями. Про характер і закономірності у строкатості будови, яка викликана робочими органами ґрунтооброблюваних машин або рухом ходових частин сільськогосподарських машин і тракторів, судять з розподілу на графіку ізольній твердості.

8.4.2. Розрахунок питомого опору ґрунту за твердістю

Питомий опір ґрунту обробітку (оранці) – це відношення зусилля, яке витрачається на підрізання, обертання і тертя скиби об робочу поверхню знаряддя до площі її поперечного перетину. Вимірюється в кг/см² або кПа.

Величина питомого опору ґрунту залежить від гранулометричного складу, вмісту гумусу, структурності, складу обмінних катіонів, вологості і стану агрофону.

За величиною питомого опору розраховують сумарне тягове зусилля при обробітку. При цьому користуються формулою:

$$P = K \cdot a \cdot b , \quad (38)$$

де K – питомий опір ґрунту, кг/см²; a – глибина оранки, см; b – ширина захвату, см.

Звичайно питомий опір ґрунту при обробітку визначають динамометрично, що складно і потребує багато часу та праці. Простіше виконати розрахунки за показниками твердості ґрунту, наприклад, за рівнянням О.П. Оганесяна:

$$K = \frac{P \cdot n \cdot 0,052}{S} , \quad (39)$$

де K – питомий опір ґрунту, кг/см²; n – коефіцієнт тертя; P – твердість ґрунту, кг/см²; S – площа плунжера, см²; 0,052 – перевідний коефіцієнт.

Якщо прийняти n за 1, врахувати, що $P : S = T$, то рівняння набуде такого вигляду:

$$K = T \cdot 0,052 \text{ кг/см}^2 , \quad (40)$$

Тому сумарне тягове зусилля при обробітку можна розраховувати за формулою:

$$P = 0,052 \cdot T \cdot a \cdot b . \quad (41)$$

8.5. Фізична стиглість ґрунту

Фізична стиглість – це такий стан ґрунту, коли він має невисоку липкість, мінімальний питомий опір при обробітку і максимальну здатність до зерніння з утворенням грудочок розміром 0,5-10 мм без брил та пилу, створюючи найбільш сприятливе співвідношення між твердою фазою, водою і повітрям.

Стану фізичної стиглості ґрунт досягає при певній вологості. Навесні раніше від інших такого явища досягають легкі (піщані та супіщані) ґрунти. Високогумусовані ґрунти також раніше придатні до обробітку, ніж ґрунти з низьким вмістом органічної речовини. Стиглість ґрунту в лабораторних умовах визначають за вологістю його зерніння.

Визначення вологості зерніння ґрунту за методом М.М. Годліна

На технічних терезах зважують 30 г повітряносухого ґрунту, просіяного крізь сито з діаметром отворів 1 мм. Переносять наважку у фарфорову чашку діаметром 10-12 см. До ґрунту з бюретки поступово (краплями) додають дистильовану воду і ретельно перемішують його скляною паличкою з оплавленим кінцем. Час від часу притискують паличкою до дна чашки і знову перемішують. При змішуванні ґрунту спочатку утворюються дрібні зернятка, які збільшуються потім до величини дрібної горошини. Це і буде ознака закінчення процесу зерніння ґрунтової маси.

Якщо ця межа перевищена, утворюються гладенькі блискучі грудочки. В цьому разі визначення вологості зерніння повторюють. Про межу зерніння судять за кількістю води, витраченої на цей процес, з урахуванням вмісту гігроскопічної вологи в ґрунті.

Вологість зерніння визначають за формулою:

$$W_3 = \frac{P_в}{P_г} 100 + W_г , \quad (42)$$

де W_3 – вологість зерніння, %; $P_в$ – маса води, яка пішла на зерніння (кількість мл), г; $P_г$ – маса повітряносухого ґрунту, г; $W_г$ – вміст у ґрунті гігроскопічної вологи, %.

Питання для самоконтролю

1. Які загальні фізичні властивості ґрунтів виділяють і яке їх значення в родючості ґрунтів?
2. Щільність ґрунту, метод її визначення і залежність від інших властивостей ґрунту.
3. Роль щільності ґрунту в розвитку його родючості та її вплив на сільськогосподарські культури.
4. Що таке рівноважна щільність ґрунту і які величини оптимальної щільності ґрунту характерні для основних груп сільськогосподарських культур в різних ґрунтово-кліматичних зонах України?
5. Щільність твердої фази ґрунту, метод її визначення, залежність від складу ґрунту і кількісна вираженість в різних типах ґрунтів.
6. Пористість ґрунту, метод її визначення та оцінка загальної пористості за М.А. Качинським.
7. Від яких показників залежить твердість ґрунту, як її визначають і як розраховують питомий опір ґрунту за твердістю.
8. Як визначають фізичну стиглість ґрунту за вологістю зерніння методом М.М. Годліна?

Розділ 9. ВОДА І ВОДНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТУ

Вода в ґрунті є одним з основних його компонентів і одночасно одним з головних факторів, які визначають його продуктивність та направленість розвитку. Вона сприяє проходженню біологічних і біохімічних процесів, визначає напрямок та інтенсивність перетворення мінеральних й органічних речовин, їх переміщення та формування генетичних горизонтів профілю ґрунту.

Нормальний ріст і розвиток рослин, життєдіяльність ґрунтової мікрофлори і фауни неможливі без достатньої кількості води. Для утворення 1 г сухої речовини рослини витрачають від 200 до 1000 г води.

Вода в ґрунті виконує роль терморегулюючого фактора і значною мірою визначає його тепловий баланс та температурний режим. Фізичні, фізико-механічні і технологічні властивості ґрунту залежать також від наявності води. Отже, вода є необхідною умовою і фактором родючості ґрунту.

9.1. Стан і форми води в ґрунті

З фізичної точки зору вода в ґрунті може знаходитись у рідкому, газоподібному і твердому стані. При плюсових температурах – в рідкому і газоподібному стані, при мінусових – у твердому.

Рідка вода перебуває в складному фізичному взаємозв'язку з твердою та газоподібною фазами ґрунту. Переходячи з одного стану в інший, вода набуває нових властивостей.

За О.А. Роде (1965), залежно від характеру зв'язку води з твердою фазою ґрунту, її поділяють на п'ять форм або категорій: тверда, хімічно зв'язана, пароподібна, фізично зв'язана і вільна.

Тверда вода (лід) утворюється при замерзанні вільної води. Лід є потенціальним джерелом рідкої та пароподібною води, в яку він переходить внаслідок танення і випаровування. Утворюючись з рідкої форми, лід збільшується у об'ємі, розклинає ґрунтову масу і мінерали при фізичному вивітрюванні. Поява води у формі льоду має сезонний або багаторічний характер. Сезонна мерзлота відіграє велику роль у водному режимі ґрунтів, викликаючи конденсацію пароподібною води, перехід капілярної води в лід і тим самим забезпечує нагромадження її у верхній частині ґрунтового профілю в холодний період року. В зоні постійної мерзлоти при відтаюванні лід переходить у рідку фазу. Оскільки ґрунтова вода – завжди розчин, температура її замерзання нижче 00 С.

Хімічно зв'язана вода входить до складу різних хімічних речовин ґрунту і поділяється на конституційну та кристалізаційну.

Конституційна вода входить до складу молекул мінералів у формі гідроксильних груп OH^- . Ця вода не зберігає своєї молекулярної єдності, а є частиною мінералу і може бути вилучена з нього при температурі 165-1750 С і вище. Найпоширенішими сполуками в природі з такою водою є глинисті мінерали, наприклад, каолініт, монтморилоніт, гідрати заліза, алюмінію, марганцю ($\text{Fe}(\text{OH})_3$, $\text{Al}(\text{OH})_3$, $\text{Mn}(\text{OH})_2$), органічні та мінеральні сполуки.

Кристалізаційна вода у молекулярній формі входить до складу кристалів-мінералів. Наприклад, гіпс ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), мірабіліт ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), хлорид кальцію ($\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) та ін. Виділити цю воду з мінералів можна при температурі 20-650 С.

Хімічно зв'язана вода за фізичним станом є різновидом рідкої води. Вона нерухома, не є розчинником по відношенню до елементів живлення та солей, зовсім недоступна рослинам, але переходить в рідку воду при розчиненні мінералів.

Пароподібна вода. У ґрунтовому повітрі завжди є водяні пари, які у вигляді пароподібної суміші заповнюють пори, вільні від рідкої води. У більшості випадків ґрунтове повітря насичене парами води до 100%, а вміст пароподібної води в ґрунті становить близько 0,001%.

Пароподібна вода безперервно утворюється в ґрунті, рухаючись від горизонту до горизонту, перетворюючись в інші форми шляхом конденсації або сорбції. При від'ємних температурах відбувається конденсація і спостерігається намерзання води у вигляді льоду. При русі пароподібної води переміщення поживних речовин і солей не відбувається, але процес її утворення завжди супроводжується нагромадженням у тому горизонті, де відбувається випаровування речовин, які знаходились у розчині. Пароподібна вода в ґрунті рухається у паровому просторі від ділянок з високою пружністю (активний рух), а також разом з током повітря (пасивний рух). Для рослин ця форма води недоступна.

Фізично зв'язана (адсорбована) вода. Фізичне зв'язування води твердою фазою ґрунту відбувається внаслідок дії молекулярних сил. Фізична суть адсорбції полягає у наявності на поверхні розділу твердої і рідкої фаз некомпенсованих міжмолекулярних сил, які мають електричну природу. Оскільки вода має високу діалектичну сталу (76-80) і нейтральну реакцію, її молекули легко і міцно зв'язуються, сорбуються великою поверхнею ґрунтових пор та дисперсних часток, утворюючи плівки орієнтованих диполів води. Місткість фіксації сорбованих молекул води найбільша поблизу ґрунтових часток і поступово зменшується в міру віддалення від них. Відповідно зростає і рухомість води. Залежно від міцності утримання сорбційними силами, фізично зв'язану воду розподіляють на міцно зв'язану і неміцно зв'язану.

Міцно зв'язана (гігроскопічна) вода утворюється за рахунок поглинання молекул води з повітря. Вона міцно утримується навкруги ґрунтових часток. Здатність ґрунту поглинати з повітря пароподібну воду називають гігроскопічністю, а поглинену таким чином вологу – гігроскопічною (WГ).

Кількість гігроскопічної води в ґрунті залежить від ступеня насиченості повітря вологою і температури, дисперсності ґрунту, наявності в ньому органічної речовини і розчинних солей. Вміст гігроскопічної води значно підвищується у високогумусних, торфових та глинистих ґрунтах і зменшується в супіщаних та піщаних.

Найбільшу кількість води, яку може увібрати з повітря ґрунт, називають максимальною гігроскопічністю (МГ). Кількість цієї води для даного ґрунту є величиною сталою.

Гігроскопічна вода перебуває в ґрунті у близькому до твердого

тіла стані, щільність її досягає 1,5-1,8 г/см³. Вона утримується навколо поверхні ґрунтових часток з силою 10-20 тис. атмосфер, не замерзає, не розчиняє електролітів, пересувається лише при переході у пароподібну форму і недоступна рослинам.

Неміцно зв'язана (плівкова) вода утворюється понад максимальну гігроскопічність, внаслідок неповної компенсації поверхневої енергії ґрунтових часток. Вона утримується сорбційними силами тиском 1-10 атмосфер і утворює багаточарову плівку слабоорієнтованих молекул води.

Стан вологості ґрунту, за якого кількість плівкової води досягає найбільшого значення, називають максимальною молекулярною вологоємністю (ММВ). Вміст у ґрунті цієї води у два-чотири рази перевищує максимальну гігроскопічність.

Плівкова вода перебуває у в'язко-рідкому стані. Вона може рухатися в різних напрямках, від ділянок більшої вологості до меншої, але швидкість руху надто мала. Плівкова вода слабо розчиняє та пересуває солі і дуже обмежено доступна рослинам.

Вільна вода в ґрунті знаходиться у рідкому стані, не зв'язана сорбційними силами з ґрунтовими частками і рухається під дією капілярних та гравітаційних сил. У ґрунтах така вода знаходиться в капілярній і гравітаційній формах.

До капілярної відносять воду, яка заповнює ґрунтові капіляри різної величини і форми. В останніх сили капілярної взаємодії між водою і твердою фазою ґрунту більші за гравітаційні.

Капілярна вода заповнює лише найтонші капіляри між механічними елементами та мікроагрегатами і рухається під впливом меніскових сил у різних напрямках. Висота (h) капілярного руху води визначається поверхневим натягом і радіусом капілярів. При збільшенні поверхневого натягу та зменшенні радіуса капілярів висота підняття води підвищується. Дана залежність описується формулою Жарена:

$$h, \text{ см} = 0,15 : R , \quad (43)$$

де R – радіус капілярів, мм.

Меніскові сили проявляються лише в порах з діаметром менше 8 мм, найактивніші пори мають діаметр від 100 до 3 мкм. Пори крупніше 8 мм заповнюються гравітаційною водою або повітрям, а менше 3 мкм – зв'язаною водою.

У ґрунтах капілярна вода може бути у двох формах: підвішеній та підпертій. Капілярно-підвішена – заповнює пори при зволоженні ґрунту зверху, а коли вона підпирається знизу вільною підґрунтовою водою, її називають капілярно-підпертою.

За фізичним станом капілярна вода рідка, доступна рослинам, має високу рухомість, розчиняє і переміщує солі, колоїдні органічні та мінеральні частини, тонкі суспензії. Всі заходи, направлені на збереження води в ґрунті або поповнення її запасів, пов'язані із створенням запасів саме капілярної води і зменшенням її витрачання на фізичне випаровування.

Гравітаційна вода зустрічається в ґрунті у двох видах: вода, що просочується і підґрунтова.

Вода, що просочується, це вільна гравітаційна вода, яка рухається крізь товщу ґрунту під впливом сил гравітації. Таке явище відбувається після рясних дощів, танення снігу, або після поливу. Ця вода знаходиться у рідкому стані, доступна рослинам, рухається по грубих порах і тріщинах, має розчинну здатність, переміщує солі, колоїдні розчини, тонкі суспензії.

Коли гравітаційна вода досягає водотривкого шару ґрунту, вона перетворюється на *підґрунтову воду*. В даному стані всі пори і проміжки в ґрунті заповнені водою (крім пор, що містять заціплене повітря). Підґрунтові води можуть бути застійними, або стікаючими в напрямку похилої водотривкової шару. Вони доступні рослинам, але якщо коріння довгий час перебуває в їх товщі, то рослини терплять від нестачі кисню та поживних речовин, частково або повністю відмирають.

Присутність значної кількості вільної гравітаційної води в ґрунті – небажане явище, що викликає тимчасове або постійне перезволоження ґрунту, створюючи в ньому анаеробні умови і сприяючи розвитку процесів оглеєння. Осушувальні меліорації направлені на зменшення запасів вільної гравітаційної води в ґрунтах.

9.2. Польова вологість ґрунту і методи її визначення

У ґрунті завжди міститься волога, кількість якої постійно змінюється у часі. Зміни ці залежать від співвідношення процесів надходження води в ґрунт з атмосферними опадами, поливними та ґрунтовими водами і витрачання її з ґрунту внаслідок фізичного випаровування, транспірації, стоку тощо. Інтенсивність даних процесів залежить від кліматичних умов, пори року, рельєфу місцевості, стану розвитку рослин, виробничої діяльності людини. Крім того, вміст вологи залежить і від властивостей самого ґрунту – гранулометричного та хімічного складу, структурності, щільності, пористості, вмісту органічних речовин та колоїдів, стану його поверхні, вологості, водопоглинання, водопідйомної здатності.

Під вологістю розуміють вміст води в ґрунті в даний момент часу .

ґрунтова волога – практично єдине джерело водозабезпечення наземних рослин. Від наявності її в ґрунті залежить ефективність добрив і хімічних меліорантів, час проведення та якість обробітку, строки сівби та поливів, і, як наслідок, продуктивність угідь, луків і пасовищ. Тому вивчення режиму вологості та розробка заходів його регулювання стосовно різних ґрунтів є невід'ємною частиною ґрунтово-генетичних, агрономічних і екологічних досліджень.

Для визначення вологості ґрунту використовують прямі і непрямі методи. Найбільш поширеним, доступним і точним є ваговий метод, який базується на висушуванні ґрунтового зразка в стандартних умовах. Нині додатково застосовують вологоміри-тензіометри, прилади з нейтронним випромінюванням та ін.

9.2.1. Визначення польової вологості ґрунту ваговим методом

У даному методі кількість води в ґрунті визначають за зменшенням маси вологого ґрунту при висушуванні його при температурі 105⁰ С протягом 6-10 годин. Метод широко застосовують при вивченні динаміки вмісту польової вологи в ґрунті, а також у лабораторних дослідженнях (для розрахунку абсолютно сухої наважки, кількості води яку доливають при приготуванні витяжок з свіжих зразків ґрунту, тощо).

Для визначення польової вологості зразки ґрунту найчастіше відбирають з свердловин за допомогою бура. При цьому потрібно дотримуватись відповідних правил:

- в одну пробу не повинен потрапляти ґрунт з різних (суміжних) горизонтів, які різняться за гранулометричним та хімічним складом;
- відібрані зразки потрібно негайно герметизувати, якнайшвидше доставити в лабораторію і зважити;
- для меншого порушення рослин і ґрунту, при відборі зразків треба застосувати настили з дощок, рейок і т. п.

Залежно від завдання досліджень, визначення вологості ґрунту здійснюють по генетичних горизонтах, в окремих частинах орного шару або на глибину коренемісткого шару (1-2 м): при ґрунтово-меліоративних дослідженнях – до глибини підґрунтових вод; при глибокому їх заляганні – до 3 м. Визначення проводять за фазами розвитку рослин або у строки проведення агротехнічних заходів. В орному шарі повторність визначення 5 - кратна, до 1 м – 3-кратна, до 2 м – 2-кратна, глибше 2 м – однократна.

Відбір зразків здійснюють бурами різних конструкцій (Ізмаїльського, Качинського, Некрасова, Смертіна, Розанова та ін.). З бурів сучасних конструкцій, які випускаються серійно, найпоширеніший бур ґрунтовий БГ-50. Він складається з штанги, зйомної рукоятки і має два змінних циліндри діаметром 50 мм: один відкритий знизу – для важких ґрунтів (суглинки та глини); другий – закритий (в якому лопаті знизу переходять у коротку спіраль) – для сипучих (піщаних та супіщаних) ґрунтів. Робоча глибина буріння у БГ-50 становить 160 см.

Перед початком роботи рукоятку закріплюють на штанзі на потрібній висоті. Бур встановлюють на ґрунт вертикально і обертають рукояткою за ходом стрілки годинника, вдавлюючи в ґрунт. При цьому стежать за глибиною його занурення за позначками, які нанесені на бурі через 5 або 10 см. Проби ґрунту беруть пошарово (0-5, 5-10, 10-20, 20-30 см і т.д.), в міру заповнення бур виймають із свердловини, швидко ножом обчищають його поверхню і вибирають зразок на фанеру або широку дошку. Зразок швидко перемішують і відбирають пробу у заздалегідь зважений бюкс, заповнюючи його на 2/3 об'єму. Ґрунт у бюксі злегка ущільнюють, щоб зменшити його прилипання до кришки і втрати при відкриванні. Бюкс закривають, записують його номер до польового журналу і ставлять у спеціальний ящик, слідкуючи щоб він (ящик) не нагрівався надмірно на сонці.

Після закінчення буріння свердловину засипають і ретельно утрамбовують у ній ґрунт. Ящики з бюксами, заповненими ґрунтом,

доставляють у лабораторію, стежачи щоб їх кришки були зверху. За таких умов ґрунт не прилипає до кришок.

Доставлені в лабораторію бюкси з ґрунтом розставляють на столі по порядку, кожний бюкс обтирають, відкривають, часточки ґрунту, які прилипли до кришки, струшують у бюкс, кришку перевертають, встановлюють у неї бюкс і зважують на техно-хімічних терезах з точністю до 0,01 г.

Зважені бюкси розставляють на полицях і, починаючи з верхньої, ставлять у сушильну шафу. Останню нагрівають до температури 105⁰ С і висушують зразки до постійної маси. Ґрунт з підвищеним вмістом органічної речовини (торф, дернина, лісова підстилка) висушують при температурі не вище 90⁰ С.

Бюкси з ґрунтом після висушування виймають з шафи і закривають кришками, охолоджують на столі до кімнатної температури і зважують. Контрольне зважування після 2-годинного повторного сушіння не повинне давати розходження маси понад 1% від попередньої величини.

Розрахунки вмісту вологи в ґрунті ведуть з точністю до 0,1% за формулою:

$$W = \frac{P_2 - P_3}{P_3 - P_1} \cdot 100, \quad (44)$$

де W – вологість ґрунту у вагових процентах; P₂ – маса бюкса з вологим ґрунтом, г; P₃ – маса бюкса з сухим ґрунтом, г; P₁ – маса пустого бюкса, г.

Результати визначення польової вологості записують у табл. 41.

Коефіцієнт перерахунку результатів аналізу вологого ґрунту на сухий визначають за формулою:

$$K_w = \frac{100 + W}{100}, \quad (45)$$

де W – вологість у відсотках від маси сухого ґрунту.

Таблиця 41. Визначення вологості чорнозему типового

Глибина , см	№ бюкса	Маса бюкса, г			Вологість ґрунту, % від маси сухого ґрунту
		пустог о, P ₁	з вологим ґрунтом, P ₂	з сухим ґрунтом, P ₃	

0-10	0576	37,8	62,8	62,6	22,6
------	------	------	------	------	------

Для розрахунку маси сухого ґрунту (P_c) за масою вологого ґрунту (P_v) та вологості ($W\%$) користуються формулою:

$$P_c = \frac{P_v \cdot 100}{100 + \%} , \quad \text{або} \quad P_c = \frac{P_v}{K_w} . \quad (46)$$

Приклад обчислення:

$$W = \frac{68,2 - 62,6}{62,6 - 37,8} \cdot 100 = 22,6\%;$$

$$K_{H_2O} = \frac{100 + 22,6}{100} = 1,23;$$

$$P_c = \frac{(68,2 - 37,8) \cdot 100}{100 + 22,6} = 24,8\%.$$

При порівнянні вологості ґрунтів з різною щільністю, вміст води в них розраховують у відсотках від об'єму ґрунту. Тоді розрахунки ведуть за такою формулою

$$W_v = W_m \cdot d_v , \quad (47)$$

де W_v – вологість у відсотках від об'єму ґрунту; d_v – щільність ґрунту, г/см³; W_m – вологість у відсотках від маси ґрунту.

У зв'язку з тим, що опади вимірюються в міліметрах водного стовпа, доцільно запаси води в ґрунті виражати в тих же одиницях. Для цього розрахунки ведуть за формулою

$$W, \text{ мм} = 0,1 \cdot W \cdot h \cdot d_v , \quad (48)$$

де W – вологість у відсотках від маси ґрунту; h – глибина шару ґрунту, в якому визначають запас води, см; d_v – щільність ґрунту, г/см³.

В агрономічній практиці запаси води в ґрунті виражають у тоннах або кубічних метрах на 1 га. У таких випадках величини вологості в міліметрах множать на коефіцієнт 10.

$$W, \text{ т/га або м}^3/\text{га} = 10 \cdot W, \text{ мм} \quad (49)$$

Коли потрібно знати, до якої міри ґрунт насичений водою, або порівняти вміст води в ґрунтах з різною вологоємністю застосовують показник відносної вологості. Відносна вологість – це відношення вмісту води в даний момент часу до кількості води, яка насичує ґрунт до найменшої вологоємності. Так, якщо в даний момент вологість ґрунту становить (W), а найменша вологоємність (HB), то відносна вологість буде дорівнювати

$$W_{\text{відн}} = \frac{100 \cdot W}{HB} . \quad (50)$$

За показниками відносної вологості встановлюють ступінь забезпечення рослин водою в певний період часу. Відомо, що оптимум вологості для нормального росту і розвитку різних груп сільськогосподарських культур неоднаковий. Так, для ярих зернових, зернобобових, картоплі і кукурудзи він становить 70-80%, для озимих пшениці і жита, ячменю, цукрових буряків та

соняшнику – 60-70%, а тамарикс і люцерна добре ростуть при зволоженні близько 60% від найменшої вологоємності ґрунту. При вирощуванні рису необхідне повне затоплення ґрунту (табл. 42).

Таблиця 42. Оптимум зволоження ґрунту для різних рослин (за В.Ф. Вальковим)

Вміст води в ґрунті, % від НВ				
>100	100-80	80-70	70-60	<60
Рис	М'ята перцева Огірки Чай	Картопля Гречка Горох Капуста Конюшина Овес Кукурудза Соя	Цукровий буряк Пшениця Жито Ячмінь Соняшник	Тамарикс Люцерна

Приклад розрахунку . Для чорнозему типового встановлено, що вміст вологи в шарі 0-20 см (h) становлять 22,6% (W_m), НВ в орному шарі – 26,8%, а щільність – 1,25 г/см³.

Вирощувана культура – цукровий буряк. За формулами 47-50 розраховуємо:

1. Вміст вологи в процентах від об'єму ґрунту (формула 47):

$$W_v = 22,6 \cdot 1,25 = 28,2\%$$

2. Запаси вологи в міліметрах (формула 48):

$$W = 0,1 \cdot 22,6 \cdot 20 \cdot 1,25 = 45,2 \text{ мм.}$$

3. Запаси вологи в м³ (формула 49):

$$W = 45,2 \cdot 10 = 452 \text{ м}^3.$$

4. Вміст вологи відносно НВ (формула 50):

$$W_{\text{відн}} = \frac{22,6 \cdot 100}{26,8} = 84,3\%$$

Вміст вологи в шарі 0-20 см (84% від НВ) свідчить про надмірне зволоження орного шару при вирощуванні цукрових буряків, оскільки за табл. 44, оптимум вологи для цукрових буряків становить 60-70% від НВ.

9.2.2. Органолептичний метод визначення вологості ґрунту

В агрономічній практиці часто виникає потреба термінового визначення вологості ґрунту безпосередньо в польових умовах. При відсутності спеціального обладнання визначають вологість органолептично, користуючись шкалою С.В. Астахова (табл. 43). В даному методі ґрунт випробують на дотик і здатність скочуватися в кульку і шнур.

З метою застосування проведення обробітку, оцінку вологості ґрунту рекомендується проводити за шкалою Гідрометслужби України (табл. 44). Але слід пам'ятати, що органолептичний метод дає лише приблизні дані хоч і досить широко застосовується в

агрономічній практиці.

Для одержання вірогідних даних про вміст вологи в ґрунті слід застосовувати стандартний ваговий, або сучасні інструментальні експрес-методи.

9.3. Водні властивості ґрунту

Водними властивостями називають сукупність властивостей ґрунту, які визначають поведінку води в ньому. До найважливіших водних властивостей належать: водоутримуюча здатність ґрунту, його вологемність, водопроникність і водопідйомна здатність.

ґрунт має властивість поглинати й утримувати в своїй товщі певну кількість води. Водоутримуюча здатність – це властивість ґрунту утримувати воду за рахунок сорбційних та капілярних сил. Кількісною характеристикою водоутворюючої здатності є його вологемність. Вона безпосередньо залежить від пористості, гранулометричного складу, структурності, щільності, вмісту органічної речовини та наявності легкокорозивних солей у ґрунті. Виділяють різні види вологемності. З агрономічної точки зору найважливішими вважаються повна, капілярна, найменша або польова та максимальна адсорбційна вологемність. Не меншої уваги заслуговують показники максимальної гігроскопічності, вологості в'янення та розриву капілярних зв'язків.

9.3.1. Гігроскопічна вологість

ґрунт у повітряносухому стані завжди містить деяку кількість води. Це пов'язано з тим, що тверда фаза його здатна адсорбувати пароподібну вологу з повітря і міцно утримувати її на поверхні своїх часток силами молекулярного тяжіння. *Здатність ґрунту адсорбувати пароподібну воду з повітря називають гігроскопічністю ґрунту, а сорбовану воду – гігроскопічною вологою.*

визначення вологості
ґрунту

Орієнтовний вміст	25-30	ґрунт тече і просочується між пальцями	ґрунт вологий; грудки здатні добре ліпитися; шнур довгий, міцний	ґрунт мокрий, грудки здатні ліпитися, кулька міцна; шнур довгий. міцний
-------------------	-------	--	--	---

Грунт	Грунт		
	15	15-20	20-25
Легкосуглинковий	Грунт вологий; грудки формуються добре; кулька формується, але при натисканні розсипається	Грунт сирий; грудки міцні; кулька формується, але при натисканні легко розсипається; короткий шнур	Грунт мокрий; грудки здатні ліпитися, шнур довгий, легко подрібнюється на коротші шнур
Середньосуглинковий	Грунт слабо вологий; грудки і кулька формуються добре; при скачуванні кульки шнур не утворюється	Грунт вологий; формуються міцні грудки; при скачуванні утворюються короткі шнур	Грунт сирий, грудки здатні добре ліпитися, при скачуванні кульки утворюється довгий шнур
Важкосуглинковий та глинистий	Грунт сухий; грудки в руці формуються погано; шнур при скачуванні	Грунт вологий; грудки формуються добре; шнур при скачуванні	Грунт вологий; грудки міцні, при скачуванні кульки утворюються короткі шнур

Таблиця 44. Шкала оцінки ступеня зволоження ґрунту

Оцінка ступеня зволоження ґрунту	Орієнтовні ЗПВ у шарі 0-10 см, мм	Стан ґрунту	Характеристика роботи техніки і стан рослин
Надмірно зволожений	>30	Текучий	Польові роботи майже неможливі. Машини грузнуть у ґрунті; рослини страждають від надмірної кількості води
Дуже зволожений	30-20	Липкий	Польові роботи затруднюються, обробіток потребує значних тягових зусиль, ґрунт прилипає до полиці плуга та коліс, сошники сівалок залипають, рослини ростуть задовільно
Добре зволожений	20-12	М'якопластичний	Обробіток ґрунту ведеться з максимальною продуктивністю, якість роботи відмінна, для рослин і обробітку ґрунту даний ступінь зволоження найбільш сприятливий
Слабо зволожений	12-7	Твердопластичний	Обробіток ґрунту потребує значних тягових зусиль, але дає задовільні результати, рослини задовільно забезпечені водою
Сухий	<7	Твердий або сипучий	Глинистий ґрунт при обробітку відколюється брилами по тріщинах, інколи плуг не входить у ґрунт; обробіток потребує значних тягових зусиль; при оранці піщаного ґрунту скиба розсипається але не обертається; рослини відчувають нестачу води

Гігроскопічна вода для рослин недоступна. *Кількість її в ґрунті залежить від його генетичних особливостей, гранулометричного складу, вмісту гумусу, наявності гігроскопічних солей та стану навколишнього середовища (температури і вологості повітря).* Чим вища дисперсність ґрунту, чим більше в ньому органо-мінеральних колоїдів і чим вища їх гідрофільність, тим більше в ґрунті міститься гігроскопічної води. З іншого боку, чим вище відносна вологість повітря, тим більше в ґрунті гігроскопічної води. Підвищення температури повітря при однаковій вологості зменшує вміст гігроскопічної води в ґрунті.

Залежно від гранулометричного складу ґрунту вміст гігроскопічної води змінюється в таких інтервалах: піски 0,5-1,5%; легкі, середні та важкі суглинки – відповідно 1,5-3,0; 2,5-4,0; 3,5-6,0; глини 6,0-8,0%. У торфовищ цей показник коливається в межах 18-22% від сухої маси.

У зв'язку з тим, що кількість гігроскопічної води в різних ґрунтах і різних генетичних горизонтах одного й того ж ґрунту неоднакова, слід враховувати її вміст при проведенні аналізів ґрунту, а обчислення результатів проводити на абсолютно сухий ґрунт, тобто ґрунт, який не містить гігроскопічної води. Тоді отримують порівнювані результати.

Найбільш поширеним методом визначення гігроскопічної води є ваговий. Суть його полягає у визначенні кількості води в повітряно-сухому ґрунті за втратами маси зразка при висушуванні його при температурі 100-105° С протягом 6-10 годин.

Визначення гігроскопічної вологості ґрунту

Хід аналізу. Беруть просушений скляний або металевий бюкс з притертою кришкою і зважують на аналітичних терезах з точністю до 0,001 г. В бюкс відважують 3-5 г повітряно-сухого ґрунту.

Відкритий бюкс з ґрунтом ставлять у сушильну шафу і висушують до постійної маси при температурі 100-105° С протягом 6-10 годин. Бюкс виймають із сушильної шафи, закривають кришкою, охолоджують в екзикаторі і зважують.

Для одержання постійної маси ґрунту бюкс знову ставлять у сушильну шафу ще на 30 хвилин і, якщо після охолодження і зважування немає різниці між результатами першого і другого зважувань, висушування ґрунту вважають закінченим.

Вміст гігроскопічної води в ґрунті з точністю до 0,01% розраховують за формулою 44. Результати визначення представляють у формі табл. 38.

Для розрахунку кількості речовин, які містяться в абсолютно сухому ґрунті, користуються коефіцієнтом гігроскопічності (Кг). Фізичне значення його полягає в тому, що він вказує скільки грамів повітряно-сухого ґрунту треба взяти, щоб отримати 1 г абсолютно сухого. Коефіцієнт гігроскопічності розраховують за формулою 45.

9.3.2. Максимальна гігроскопічність

Максимальна гігроскопічність (МГ) – це найбільша кількість води, яку сухий ґрунт може увібрати з повітря, майже повністю насиченого парами води (при відносній вологості 96-98%). Величина МГ залежить від гранулометричного складу, кількості та якості колоїдів, вмісту гумусу та питомої поверхні ґрунту. Важкі фрунти з великою питомою поверхнею, високою кількістю гідрофільних колоїдів і підвищеним вмістом гумусу мають значно більшу МГ, ніж легкі. В мінеральних ґрунтах величина МГ коливається в межах від 0,5-1,0% у піщаних відмінах до 10-15% у глинистих. У торфах МГ становить 30-40% (табл. 45).

Таблиця 45. Максимальна гігроскопічність ґрунтів різного гранулометричного складу і торфів (за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою)

Гранулометричний склад	МГ, % від маси ґрунту
Пісок	0,5-1,0

Супісок	1,0-3,0
Суглинок: легкий	3,0-5,0
середній	4,0-7,0
важкий	6,0-9,0
Глина	9,0-15,0
Торф низовий	30,0-40,0

Вода в ґрунті при вологості, яка відповідає МГ, міцно утримується на поверхні ґрунтових часток і тому зовсім недоступна для рослин та мікроорганізмів. Величину МГ використовують для розрахунків вологості в'янення (ВВ). Для цього показник МГ множать на 1,5 або 1,34.

Класичним методом визначення МГ є метод Мітчерліхта, вдосконалений М.А. Качинським (1930), який заснований на насиченні повітряносухої наважки ґрунту водяною парою у вакуумі над 10%-ним розчином сірчаної кислоти. Але цей метод громіздкий, потребує багаторазової заміни розчину кислоти.

Зараз широко застосовується більш простий і не менш точний метод А.В. Ніколаєва (1936), в якому замість кислоти застосовується насичений розчин сірчаноокислого калію, відносна пружність водяної пари над яким дорівнює 98%.

Визначення максимальної гігроскопічності ґрунту за методом Ніколаєва

Обладнання :скляні бюкси, ексикатор з кришкою, насичений розчин сірчаноокислого калію і обладнання для визначення вологості ґрунту.

Хід аналізу. У висушений і зважений на аналітичних терезах скляний бюкс діаметром 5 і висотою 3 см вміщують середню пробу досліджуваного ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з отворами діаметром 1 мм. Для глинистих і суглинкових ґрунтів наважка становить 10-15, а для піщаних та супіщаних - 15-20 г.

Відкриті бюкси з ґрунтом (визначення здійснюють у двократній повторності) розміщують на фарфоровій підставці в ексикаторі, на дно якого наливають насичений розчин сірчаноокислого калію (110-130 г солі на 1 л води) з нерозчиненими кристалами солі. Даний розчин створює в ексикаторі відносну вологість повітря 98%. Ексикатор щільно закривають кришкою, краї якої змащують вазеліном і розміщують у темному місці з найменшими коливаннями температури. Через 3-5 днів ексикатор відкривають, бюкси закривають кришками, зважують і знову ставлять в ексикатор. Наступні зважування повторюють кожні 3-5 днів до постійної маси, або доки результати попереднього і наступного зважувань будуть різнитися не більше ніж на 0,01 г. Насичення продовжується залежно від умов протягом 2-4 тижнів. Після насичення ґрунтових зразків у них визначають звичайним висушуванням вміст вологи, яка і буде відповідати величині МГ. Розрахунки ведуть за формулою 44, а результати визначення представляють у формі табл. 37.

Приблизну величину МГ можна визначити розрахунковим методом. Відомо, що в мінеральних ґрунтах з низьким і середнім вмістом гумусу МГ добре корелює з гранулометричним складом. Н.М. Афанасьєва та В.П. Панфілов запропонували для визначення МГ рівняння регресії

$$МГ = 0,3083 \cdot К - 1,0965 \quad , \quad (51)$$

де МГ – максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту; К – вміст мулу в ґрунті, %.

За величиною МГ розраховують вологість в'янення рослин (ВВ) за формулою

$$ВВ = 1,5 \cdot МГ \quad (52)$$

За величиною МГ можна визначити питому поверхню ґрунту ($S, \text{м}^2/\text{г}$). розрахунки ведуть за формулою

$$S = 4 \cdot \text{МГ} , \quad (53)$$

де МГ - максимальна гігроскопічність, % від маси ґрунту.

Приклад обчислення. Чорнозем типовий грубопилувато-легкосуглинковий містить 15% мулистих часток.

За формулою 51 його МГ буде дорівнювати

$$\text{МГ} = 0,3083 \cdot 15 - 1,0965 = 3,53\%.$$

За формулою 52 ВВ буде дорівнювати

$$\text{ВВ} = 1,5 \cdot 3,53 = 5,3\%.$$

За формулою 53 питома поверхня даного ґрунту буде становити

$$S = 4 \cdot 3,53 = 14,1 \text{ м}^2/\text{г}.$$

Але слід пам'ятати, що формула 53 дає занижені результати визначення питомої поверхні, особливо для ґрунтів важкого гранскладу.

9.3.3. Вологість в'янення рослин

Вологістю в'янення рослин (ВВ) називають вологість, при якій рослини набувають ознак стійкого в'янення і перенесення їх у сприятливі умови (атмосферу, насичену парами води) не відновлює тургору листків, тобто не припиняє в'янення. Отже, ВВ характеризує нижню межу вмісту в ґрунті продуктивної для рослин води, що має велике значення для ґрунтової, агрохімічної та агроеліоративної характеристик ґрунту.

Величина ВВ залежить від гранулометричного складу ґрунту, вмісту гумусу і виду рослин. Чим важчий ґрунт і чим більше в ньому гумусу, тим вища ВВ. У піщаних ґрунтах ВВ не перевищує 1,5%, в суглинкових вона коливається від 3,5 до 12, на глинистих досягає 20, а на торфях перевищує 50% від маси сухого ґрунту (табл. 46).

Таблиця 46. Вологість в'янення ґрунтів різного гранулометричного складу і торфів (за С.А. Веріго, Л.О. Разумовою)

Гранулометричний склад	ВВ, % від маси ґрунту
Пісок	0,5-1,5
Супісок	1,5-4,0
Суглинок легкий	3,5-7,0
середній	5,0-9,0
важкий	8,0-12,0
Глина	12,0-20,0
Торф низовий	40,-50,0

Визначають ВВ за величиною МГ (див. розділ 3.3.1.) або методом обезводнювання, чи безпосереднім вирощуванням проростків рослин у стаканчиках і доведенням їх до в'янення. Біологічний метод вважають найбільш вірогідним.

9.3.3.1. Визначення вологості в'янення методом проростків

На дно алюмінієвого стакана висотою 6-7 см, діаметром 4 см насипають грубозернистий пісок шаром 1 см. У стакан вставляють скляну трубку довжиною 8-9 см і заповнюють майже до верху стакана повітряносухим ґрунтом, просіяним крізь сито з отворами діаметром 1 мм (на це витрачається 40-60 г ґрунту). В стакан висівають 4-5 зерен пророслого ячменю. Ґрунт зволожують через трубку до появи капілярної води на поверхні ґрунту.

Стакан до появи сходів витримують у термостаті з температурою 20-25⁰ С, або в шафі при кімнатній температурі. Коли у проростків з'являється перший листок, у кожному стакані залишають по 3 однаково розвинених рослини. Стакани ставлять у світле приміщення, але не на прямому сонячному світлі і тримають при кімнатній температурі. Воду, яка випаровується, поповнюють за вагою, щодня доливаючи її через трубку.

Коли другий листок стане більшим ніж перший, рослини поливають останній раз і заливають поверхню ґрунту розплавленою, але охолодженою сумішшю парафіну і технічного вазеліну (за масою 4:1), а трубку закривають ватним тампоном. Для газообміну в застиглій суміші роблять декілька проколів шпилькою.

У момент початку в'янення стакани переносять у вологу камеру (ексикатор з водою на дні), в якій повітря насичене водяною парою. Якщо тургор у рослин за ніч відновлюється, то їх знову виставляють у світле приміщення, доки вони не досягнуть стійкого в'янення. Вважають, що ґрунт досяг ВВ, коли тургор у рослинах не відновлюється після 12-годинного перебування їх в атмосфері, насиченій водяною парою. Тоді рослини з грудкою ґрунту виймають зі стакану, відкидають парафінову кірку і шар ґрунту товщиною 1–1,5 см. Зразок кладуть у фарфорову чашку, нижній шар ґрунту і піску відкидають, виймають рослини і насіння. Очищений ґрунт висипають у той же стакан і визначають вологість, яка і відповідатиме вологості в'янення рослин.

9.3.3.2. Визначення вологості в'янення методом обезводнювання за Францессоном

В.А. Францессон (1951) запропонував визначати ВВ обезводнюванням капілярно-зволоженого зразка ґрунту розчином сірчаної кислоти, що на думку автора, більше відповідає природним умовам.

Повітряносухі зразки ґрунту капілярно насичують водою протягом двох тижнів, або відбирають у полі вологі зразки ґрунту. При високій польовій вологості зразки відразу потрапляють на аналіз. У заздалегідь зважені бюкси беруть наважки вологого ґрунту масою 3 г. Бюкси розміщують на фарфоровій підставці у вакуум-ексикаторі, на дно якого наливають 10%-ний розчин сірчаної кислоти. Ексикатор щільно закривають кришкою, вінця якої змащують вазеліном. В ексикаторі створюють розрідження 2,25–3,82 кПа за допомогою масляного або водоструминного насоса. Ексикатор повинен бути перевірений на міцність та герметичність, а всі роботи з ним слід проводити в захисних окулярах. Ексикатор треба накривати тканиною.

Через 2–3 дні його відкривають, бюкси зважують, замінюють 10%-ний розчин кислоти на 3%-ний. Бюкси знову ставлять в ексикатор. За таких умов ґрунт поглинає деяку кількість водяної пари. Операцію повторюють до встановлення постійної маси зразка над 3%-ним розчином сірчаної кислоти. Далі визначають вміст вологи в ґрунті ваговим методом.

Визначена даним методом величина вологості в'янення приблизно в 1,5 раза перевищує МГ, визначену зволоженням повітряносухого ґрунту над 10%-ним розчином сірчаної кислоти і відповідає ВВ, визначеній методом проростків.

9.3.4. Найменша вологоємність

Найменша вологоємність (НВ) – це найбільша кількість капілярно-підвішеної вологи, яку може утримувати ґрунт після зволоження і вільного стікання гравітаційної води. Терміну НВ відповідають такі терміни: польова вологоємність (ПВ), загальна вологоємність (ЗВ),

гранично польова вологоємність (ГПВ). Останній термін особливо широко використовується в агрономічній практиці при меліорації.

НВ залежить головним чином від гранулометричного і хімічного складу ґрунту, його структурності, щільності та пористості. Ґрунти глинистого гранулометричного складу мають більшу величину НВ (350-400 мм/га у метровому шарі), а піщані та супіщані ґрунти меншу (200-250мм). Ґрунти з добре розвинутою грудочкувато-зернистою структурою мають середні показники НВ – 250-300мм/га для метрового шару, у безструктурних ґрунтах величина НВ більша. В табл. 47 наведено величини НВ ґрунтів залежно від гранулометричного складу.

НВ вимірюють у відсотках від маси сухого ґрунту, від об'єму ґрунту, від пористості, в міліметрах і кубічних метрах на 1 га.

НВ є важливою характеристикою водних властивостей ґрунту. В природі вона спостерігається після рясних опадів, чи в період сніготанення. При НВ ґрунт містить максимальну кількість вологи, доступної рослинам. Різниця між НВ і ВВ характеризує діапазон активної вологи (ДАВ) або максимально можливі запаси доступної вологи (ММЗДВ). Отже, можна записати таке рівняння:

$$\text{ДАВ} = \text{НВ} - \text{ВВ} , \quad (54)$$

де НВ – найменша вологоємність; ВВ – вологість в'янення.

Таблиця 47. Найменша вологоємність верхнього метрового шару ґрунтів різного гранулометричного складу (за Л.П. Розовим)

Гранулометричний склад	Найменша вологоємність, % від пористості		Пористість, % від об'єму ґрунту
	несолонцюваті ґрунти	солонцюваті ґрунти	
Пісок	25-30	–	30-35
Пісок глинистий	30-40	50-60	35-40
Супісок	40-50	60-65	40-45
Суглинок: легкий	50-60	65-75	40-45
середній	60-70	75-85	45-50
важкий	70-80	85-90	45-50
Глина	80-90	90-95	50-60

Показники НВ використовують для розрахунку зрошувальних норм на зрошуваних землях, а також промивних норм для засолених ґрунтів.

Норми зрошення визначають за формулою

$$N = \text{НВ} - W , \quad (55)$$

де N – норма зрошення, м³; НВ – найменша вологоємність, м³; W – запас вологи в ґрунті, м³.

Промивні норми розраховують за формулою

$$N_p = \text{НВ} - W + p\text{НВ} , \quad (56)$$

де N_p – промивна норма, м³; p – коефіцієнт, який залежить від ступеня засоленості ґрунту та інших факторів.

Оцінку НВ здійснюють за шкалою М.А. Качинського (табл. 48).

Таблиця 48. Оцінка найменшої вологоємності

Важкі за гранулометричним складом ґрунти		Легкі за гранулометричним складом ґрунти
НВ, % від маси сухого ґрунту	Оцінка	
40-50	Найкраща	Культурний піщаний ґрунт в орному шарі має вологемність 20-25%
30-40	Добра	Для польових культур придатні піски з вологемністю не менше 10%
25-30 <25	Задовільна Незадовільна	Для лісових культур придатні піски з вологемністю не менше 3-5%

9.3.5. Капілярна вологемність

Капілярна вологемність (КВ) – найбільша кількість капілярно-підпертої води, яка може утримуватись менісковими силами в шарі ґрунту, що знаходиться в межах капілярної торочки.

Величина КВ залежить від гранулометричного складу ґрунту, його структурності, щільності, пористості та положення ґрунтового шару над рівнем підґрунтових вод. Безпосередньо над дзеркалом підґрунтових вод КВ майже не відрізняється від повної вологемності (ПВ), а на верхній межі капілярної торочки – дорівнює НВ. Тому КВ не визначається однозначно, а являє собою функцію від висоти над рівнем підґрунтових вод.

КВ ґрунту характеризується кривою розподілу вологи в капілярній торочці (КТ), починаючи від дзеркала підґрунтових вод і закінчуючи верхньою межею торочки. Для знаходження капілярної кривої необхідно виконати польові визначення вологості ґрунту до дзеркала підґрунтових вод. При глибокому заляганні КТ, коли коріння рослин до неї не проникає, визначення можна вести майже круглий рік, за винятком періоду стікання гравітаційної води. За умов близького залягання КТ визначення здійснюють тоді, коли з КТ не відбувається помітної десукції вологи і до неї не стікає гравітаційна вода, тобто через місяць після сніготанення, або в кінці осені. Визначення краще проводити на ділянках чистого пару.

Після того, як визначено вологість, яка відповідає КВ, креслять капілярну криву на міліметровому папері і на той же графік накладають криву НВ того самого ґрунту. Точка перетину кривих буде відповідати верхній межі КТ.

9.3.5.1. Лабораторний метод визначення капілярної вологемності

Визначення проводять у зразках порушеної і непорушеної будови. Зразки ґрунту непорушеної будови відбирають спеціальним буром Некрасова або Качинського безпосередньо на польових ділянках. Для визначення застосовують металеві циліндри висотою 5 або 10 см; об'ємом 100, 200, 500 і 1000 см³ з сітчастим дном.

Перед виходом у поле на сітчасте дно кладуть кружальце фільтрувального паперу, змочують його дистильованою водою, надівають сітку на циліндр і зважують на технічних терезах з точністю до 0,01 г. У полі знімають сітку, циліндр вставляють у буровий патрон і відбирають пробу ґрунту буром на потрібній глибині. Паралельно відбирають пробу для визначення вологості ґрунту.

Після відбору проби циліндр виймають з бурового патрона, закривають кришками і переносять до лабораторії. Обережно знімають нижню кришку, надівають сітку з фільтрувальним папером, знімають другу кришку і зважують циліндр з ґрунтом, папером та сіткою.

Встановлюють циліндр в кристалізатор і наливають воду з таким розрахунком, щоб вона доходила до краю сітки, але не змочувала ґрунт. Капіляри ґрунту крізь фільтрувальний папір починають поступово заповнюватись водою. Циліндр на цей період накривають кришкою і залишають у такому положенні доки всі капіляри не заповняться водою.

Через кожну добу циліндр зважують, поки маса його не буде постійною. Після цього циліндр виймають з кристалізатора, ставлять на фільтрувальний папір на 2-3 хвилини, щоб видалити воду, яка не може утримуватись ґрунтом, обтирають циліндр фільтрувальним папером і зважують.

Розраховують капілярну вологоємність за формулою

$$KB = \frac{100 \cdot (P_2 - P_3)}{P_3}, \quad (57)$$

де KB – капілярна вологоємність, % від маси ґрунту; P_2 – маса ґрунту в циліндрі після насичення, г;
 P_3 – маса сухого ґрунту в циліндрі, г.

Масу сухого ґрунту розраховують за формулою

$$P_3 = \frac{100 \cdot P_1}{100 + W}, \quad (58)$$

де P_1 – маса ґрунту при польовій вологості, г; W – польова вологість ґрунту, % від маси ґрунту.

Приклад обчислення. Маса циліндра з сіткою і кружальцем фільтрувального паперу (V_1) – 170 г. Маса циліндра з ґрунтом при польовій вологості (V_2) – 520 г. Маса циліндра з ґрунтом після насичення водою (V_3) – 590 г. Польова вологість ґрунту (W) – 16%.

$$P_1 = V_2 - V_1 = 520 - 170 = 350 \text{ г.}$$

$$P_2 = V_3 - V_1 = 590 - 170 = 420 \text{ г.}$$

$$P_3 = \frac{100 \cdot 350}{100 + 16} = 301,7 \text{ г.}$$

$$KB = \frac{100 \cdot (420 - 301,7)}{301,7} = 39,2\% .$$

9.3.6. Повна вологоємність

Повна вологоємність (ПВ) – найбільша кількість вологи, яка може міститися в ґрунті при повному насиченні всіх пор водою, за винятком пор із заціпленим повітрям, які складають не більше 5-8 % від загальної пористості. Отже, ПВ кількісно відповідає пористості ґрунту.

Стан вологості, близький до ПВ, характерний для горизонтів підґрунтових вод болотних і заболочених ґрунтів. У ґрунтах автоморфного ряду вологість на рівні ПВ виникає періодично: після весняного сніготанення, або під час злив. У таких випадках ПВ може спостерігатися в усьому профілі ґрунту, або нижній чи верхній його частинах.

Величина ПВ залежить від гранулометричного складу ґрунту, його структурності та пористості і коливається в межах 40-50%, знижуючись інколи до 30, або підвищуючись в окремих випадках до 80% від об'єму ґрунту.

Визначається повна вологоємність лабораторним або розрахунковим методами.

9.3.6.1. Лабораторний метод

Для визначення ПВ використовують той же зразок ґрунту, в якому визначали капілярну вологоємність. Циліндр з ґрунтом ставлять у кристалізатор на скляні палички, наливають воду з таким розрахунком, щоб вона досягла рівня ґрунту в циліндрі і залишають на одну добу. За цей час вода заповнює всі пори ґрунту. Потім, не виймаючи циліндр з води, його зверху щільно закривають кришкою, перевертають, виймають з води, обтирають зовнішні стінки фільтрувальним папером і зважують. Для перевірки повноти насичення циліндр ще на добу ставлять у кристалізатор і повторно зважують. Розрахунки ПВ ведуть за формулами 57 і 58, які застосовували при визначенні КВ.

9.3.6.2. Розрахунковий метод

Повна вологоємність за величиною загальної пористості: $PВ = Pзаг = (1 - \frac{d_v}{D}) \cdot 100$, % від об'єму ґрунту; (59)

$$PВ = \frac{Pзаг}{d_v} , \% \text{ від маси сухого ґрунту,} \quad (60)$$

де D- щільність твердої фази ґрунту, г/см³; d_v - щільність ґрунту, г/см³.

9.4. Практичне застосування даних про вологість та водні властивості ґрунту

Дані про вміст води в ґрунті самі по собі ще не дозволяють робити висновки про забезпеченість рослин водою. Вони лише характеризують зміни вмісту води в просторі та часі. Практичного значення вони набувають тоді, коли аналізуються разом з водно-фізичними властивостями ґрунту.

Відомо, що не вся вода, яка міститься в ґрунті, доступна рослинам. Тому в агрономічному плані практичне значення має лише запас продуктивної води, яка може бути засвоєна рослинами. Продуктивною вологою називають всю кількість води в ґрунті зверху вологості в'янення. Тільки при наявності її рослини можуть рости. Розраховують вміст продуктивної води в ґрунті за формулою

$$W_{пр} = W_t - W_{вв} , \quad (61)$$

де W_{пр} - запас продуктивної води в ґрунті, мм; W_t - загальний запас води в ґрунті на даний момент, мм; W_{вв} - запас води в ґрунті, який відповідає вологості в'янення, мм.

Найвищому зволоженню ґрунту в польових умовах відповідає найменша вологоємність. Тому різниця між НВ і ВВ буде відповідати максимально можливим запасам продуктивної води (ММЗПВ) в ґрунті. Такий вміст води називають діапазоном активної води (ДАВ):

$$ДАВ = НВ - ВВ \cdot \quad (62)$$

Проте в діапазоні від ВВ до НВ не вся вода однаково легко засвоюється рослинами. Найбільш доступною вважається вода в діапазоні від ВРК до НВ, а в діапазоні від ВВ до ВРК вона менш доступна. Це слід враховувати при розрахунках норм вегетаційних поливів.

Практичне значення має показник дефіциту води (ДВ) в ґрунті. Під дефіцитом води в ненасичених водою ґрунтах розуміють різницю між НВ і фактичною вологістю в даний момент (W_t)

$$W_{дв} = W_{нв} - W_t \quad (63)$$

Сумарний дефіцит для шарів 0-50 або 0-20 см – основа для розрахунків разової кількості води, яку подають для зрошення. Поливна норма не повинна перевищувати ДВ, щоб не спричинити

втрата води з гравітаційним стоком, особливо при близькому заляганні соленосних горизонтів і мінералізованих ґрунтових вод.

На практиці ДВ по шарах розраховують за формулою

$$W_{дв} = W_{нв} - W_t \cdot h \cdot d_v , \quad (64)$$

де $W_{дв}$ - дефіцит вологи, т/га; $W_{нв}$ - найменша вологоємність ґрунту, % від маси ґрунту; W_t - польова вологість, % від маси ґрунту; h - розрахунковий шар ґрунту, см; d_v - щільність розрахункового шару ґрунту, г/см³.

Розрахунок норми поливу здійснюють за формулою

$$N_p = W_{дв} \cdot h \cdot d_v , \quad (65)$$

де N_p – норма поливу, т/га; h - розрахунковий шар ґрунту, см; d_v - щільність розрахункового шару ґрунту, г/см³.

Важливою агрономічною характеристикою є запаси продуктивної вологи в орному шарі ґрунту на період посіву культур, а в подальшому в метровому шарі, де розміщується до 90-95% коренів сільськогосподарських культур. Тому спочатку розраховують запаси продуктивної вологи по 10-сантиметрових шарах до глибини 1 м за формулою

$$W_{пр} = \frac{(W_t - W_{вв}) \cdot h \cdot d_v}{10} , \quad (66)$$

де $W_{пр}$ - запас продуктивної вологи, мм; W_t - польова вологість на даний момент часу, % від маси ґрунту; $W_{вв}$ - вологість в'янення, % від маси ґрунту; h - розрахунковий шар, см; d_v - щільність розрахункового шару, г/см³.

Далі встановлюють запаси продуктивної вологи в орному (0-20 см) і метровому (0-100см) шарі ґрунту за формулами:

$$\Sigma W_{пр} = W_{0-10} + W_{10-20} , \quad (67)$$

$$\Sigma W_{пр} = W_{0-10} + W_{10-20} + \dots + W_{90-100} . \quad (68)$$

Оцінка запасів продуктивної вологи в ґрунті здійснюють за шкалою (табл. 49).

Таблиця 49. Шкала оцінки запасів продуктивної вологи в ґрунті

Вміст води, мм	Оцінка запасів продуктивної вологи
У шарі 0-20 см	
>40	Добра
40-20	Задовільна
<20	Незадовільна
У шарі 0-100см	
>160	Дуже добра
160-130	Добра
130-90	Задовільна
90-60	Низька
<60	Дуже низька

Кількість продуктивної вологи визначає тип клімату ґрунту в період вегетації рослин (табл. 50), який є провідним фактором їх продуктивності.

Таблиця 50. Схема типізації клімату ґрунту (за А.М. Шульгіним)

Запас продуктивної вологи, мм		Клімат ґрунту
в орному шарі	в метровому шарі	
>50	>200	Надлишково вологий
30-50	150-200	Вологий
20-30	100-150	Помірно вологий
10-20	50-100	Недостатньо вологий
<10	<50	Сухий

В агрономічній практиці треба не лише констатувати наявність вологи в ґрунті, а вміти прогнозувати її запаси на відповідний період. Л.А.Разумова (1971) розробила методичку прогнозу запасів продуктивної вологи в метровому шарі ґрунту на початок весняно-польових робіт. Вона ґрунтується на залежності весняних запасів вологи ($W_{вес}$) в ґрунті від запасів вологи восени ($W_{ос}$) та кількості опадів (r) за осінньо-зимовий період.

Зміни запасів продуктивної вологи протягом зимового періоду описуються такими рівняннями:

для районів зі стійкою зимою

$$\Delta W = 0,115 \cdot r + 0,56 \cdot d - 20; \quad (69)$$

для районів з нестійкою зимою

$$\Delta W = 0,21 \cdot r + 0,62 \cdot d - 33, \quad (70)$$

де ΔW – зміни запасів продуктивної вологи в метровому шарі за період від дати останнього визначення вологості ґрунту восени до дати переходу температури повітря через 5°C навесні, мм; r - кількість опадів за даний період, мм; d - дефіцит вологості ґрунту восени, мм (дивись формули 63,64).

Очікувані запаси продуктивної вологи в ґрунті навесні будуть дорівнювати:

$$W_{вес} = W_{ос} + \Delta W . \quad (71)$$

При інтерпретації даних про вологість ґрунту, важливе значення має характер представлення. Результати великої кількості визначень вологості, якими супроводжуються більшість польових дослідів, часто представляють у формі громіздких таблиць, які важко читаються. Тому, поряд з табличною формою подачі матеріалів (коли кількість визначень незначна), застосовують відповідні способи графічного зображення даних: профільні криві, хроно- і топоізоплети вологості, графіки динаміки вологозапасів тощо.

Питання для самоконтролю

1. У яких станах та формах може перебувати вода у ґрунті?
2. Охарактеризуйте категорії ґрунтової вологи.
3. Як оцінюється ґрунтова волога за ступенем доступності рослинам?
4. Гігроскопічна вода, її характеристика, вміст в різних ґрунтах.
5. Капілярна вола, її характеристика, класифікація і значення в житті рослин.
6. Що таке «вологоемність» ґрунту? На які види і чому вона поділяється?

7. Який вид вологоємності і чому відповідає оптимальному ступеню зволоження ґрунтів? Яких величин досягає ця вологоємність у різних типах ґрунтів?
8. Які показники розраховують на основі даних про вологість і водних властивостей та як їх оцінюють?

Розділ 10. ОРГАНІЧНІ РЕЧОВИНИ ҐРУНТУ

10.1. Методи визначення гумусу

Гумусом **називають складний динамічний комплекс органічних високомолекулярних сполук кислотної природи, які утворилися внаслідок процесів розкладу та гуміфікації органічних решток і вступили у тісний взаємозв'язок з мінеральними компонентами ґрунту.**

Роль гумусу в процесі ґрунтоутворення велика і багатогранна. Збагаченість ґрунту органічними речовинами є показником його природної родючості. В гумусі міститься близько 97-99% усіх запасів азоту, 80 – сірки, 60% – фосфору.

У процесі життєдіяльності рослин і мікроорганізмів, утворенні та мінералізації гумусу відбувається мобілізація елементів мінерального живлення, які переходять у доступні форми, накопичуються у верхніх горизонтах ґрунту. Тому чим більший вміст гумусу в ґрунті, тим вища продуктивність рослин.

Якщо кількість елементів живлення в ґрунті можна регулювати внесенням мінеральних добрив, то такі властивості ґрунту, як буферність, вбирна здатність, біохімічна активність і багато інших залежать від вмісту гумусу. Ґрунти з високим вмістом гумусу стійкі до ущільнення сільськогосподарськими машинами і знаряддями, добре захищені від водної ерозії та дефляції. В ґрунтах, збагачених гумусом, посилюються біологічні процеси, поліпшуються фізичні властивості, що забезпечує створення сприятливих водного і повітряного режимів. Багатогранний зв'язок гумусу з багатьма властивостями і родючістю ґрунту ставить його у ряд основних показників оцінки родючості.

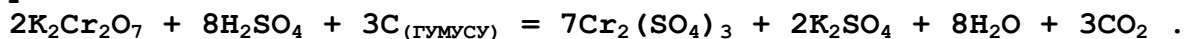
За Д.С. Орловим, Л.О. Гришиною (1981), в ґрунті доцільно розрізняти три складові частини: неорганічні і органічні речовини та живі організми. Останні знаходяться у тісному і постійному взаємозв'язку, утворюючи складні системи. Такий розподіл актуальний тому, що дає змогу обґрунтувати методи аналізу та більш чітко уявити співвідношення між найважливішими групами речовин, які входять до складу гумусу.

У дослідженнях визначають як сумарний вміст, так і окремі групи гумусових речовин. У розділі наведено методики визначення загального вмісту гумусу, його якісного складу, показників гумусного стану ґрунту, методи розрахунку запасів енергії в гумусі та його балансу в сівозмінах, які найчастіше застосовуються в агрономічній практиці.

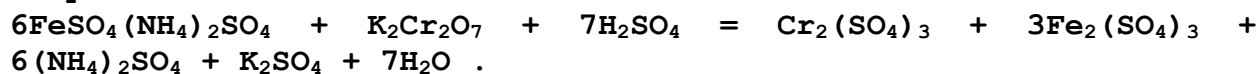
10.1.1. Визначення вмісту гумусу за методом Тюріна

Суть методу полягає в окисленні вуглецю гумусу 0,4 н розчином біхромату калію ($K_2Cr_2O_7$), приготовленого на концентрованій сірчаній кислоті (щільність 1,84), розведеної у воді в об'ємному співвідношенні 1:1. Для окислення гумусу до наважки ґрунту приливають надлишок розчину хромової суміші, що необхідно для повного окислення вуглецю органічних сполук. Кількість кисню, витраченого на окислення вуглецю гумусу, визначають за різницею між кількістю хромової суміші, взятої для окислення, і її

надлишком, який не використано. Реакція відбувається за таким рівнянням



Надлишок кисню, не витраченого на окислення вуглецю гумусу, визначається за окисленням солі закису заліза, яка входить до складу солі Мора $[\text{FeSO}_4(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$. Реакція зворотного титрування сіллю Мора з індикатором дифеніламіном відбувається за рівнянням



Даним методом не можна визначити гумус у ґрунтах, засолених хлоридами, які містять закисне залізо і велику кількість марганцю, бо результати аналізу будуть завищені. Наявність у ґрунті карбонатів не заважає визначенню гумусу.

Підготовка зразка до аналізу. При підготовці ґрунту до аналізу особливу увагу слід звернути на відбір з ґрунту корінців та інших різних органічних решток рослинного і тваринного походження.

З відбраного в полі і доведеного до повітряносухого стану зразка взяти середню пробу масою приблизно 50 г. Пінцетом ретельно відібрати корінці та видимі оку органічні рештки. Подрібнити грудки ґрунту і повторити операцію відбору корінців, застосовуючи лупу.

Розтерти ґрунт в агатовій ступці, середню пробу масою 5 г пропустити крізь сито з отворами діаметром 1 мм і знову відібрати корінці, використовуючи скляну паличку, натерту суконною або вовняною тканиною.

При відборі корінців треба кілька разів перемішати ґрунт, одразу розподіляючи його тонким шаром на скляній платині.

Очищений від органічних решток ґрунт слід знову розтерти в ступці і просіяти крізь сито з отворами 0,25 мм. Частилки ґрунту, які важко розтираються, відкидати не можна.

Хід аналізу. На торсійних або аналітичних терезах беруть наважку ґрунту. Залежно від передбачуваного вмісту гумусу, наважка коливається від 0,05 до 1 г.

В.В. Пономарьова та Т.О. Плотнікова (1975) рекомендують брати такі наважки:

Передбачуваний вміст гумусу, %	Наважка ґрунту, г
<1	1,0
1-2	1,0-0,5
2-4	0,5-0,2
4-7	0,2-0,15
7-10	0,15-0,10
10-15	0,10-0,05

При визначенні розміру наважки слід звертати увагу на забарвлення ґрунту. За цим критерієм наважки можуть бути такими:

Забарвлення ґрунту	Наважка ґрунту, г
темно-сіре	0,1
сіре	0,2
ясно-сіре	0,3
бурувато-сіре	0,5

буре	0,7
білувате	1,0

У лісових підстилках або оторфованих горизонтах, де вміст вуглецю перевищує 10%, наважку не зменшують, але застосовують більший об'єм окислювача.

Наважку ґрунту висипають у конічну колбу місткістю 100 мл. З бюретки повільно, рівномірно, по краплях приливають 10 мл 0,4 н розчину хромової суміші. Для запобігання розбризкування, треба щоб краплі стікали по стінці колби.

Колбу закривають лійкою і ставлять на попередньо нагріту плитку під витяжною шафою. З моменту появи бульбочок газу розчин повинен кипіти помірно протягом рівно 5 хв. Дотримання часу кип'ятіння – обов'язкова умова для одержання правильних результатів.

Якщо при кипінні розчин хромової суміші позеленів, треба повторити визначення, зменшивши наважку ґрунту або збільшивши об'єм хромової суміші, взятої для окислення. Після закінчення кип'ятіння колбу знімають з плитки і охолоджують у витяжній шафі. Лійку, а також стінки колби змивають дистильованою водою з промивалки, витративши для цього 25-30 мл води.

Розчин переносять через лійку в конічну колбу місткістю 250 мл, змиваючи декілька разів дистильованою водою до об'єму 100-150 мл. До розчину додають 10 крапель 85%-ної ортофосфорної кислоти і стільки ж крапель дифеніламіну, все ретельно перемішують і титрують 0,2 н розчином солі Мора.

Темне червоно-буре забарвлення розчину при титруванні поступово переходить в інтенсивно синє, а потім у брудно-фіолетове. З цього моменту титрують обережно, по одній краплі, ретельно перемішуючи вміст колби.

Кінець титрування визначають при зміні брудно-фіолетового забарвлення розчину на темно-зелене. Яскраво-зелене забарвлення вказує, що розчин перетитровано і результати будуть невірні. Після завершення титрування відмічають кількість мілілітрів солі Мора, затраченої на титрування.

Паралельно проводять холосте визначення. Всі операції виконують, як і при аналізі ґрунту, лише замість наважки ґрунту в колбу беруть на кінчику тонкого шпателя трошки прокаленої пемзи, піску або лесу для рівномірного кипіння.

Сіль Мора – це розчин закисного заліза, яке легко піддається окисленню киснем повітря. Тому його слід тримати в добре закритих склянках і через 1-2 доби перевіряти його концентрацію титруванням 10 мл солі Мора 0,05 н розчином перманганату калію (KMnO_4), приготовленого з фіксаналу.

Гумус у ґрунтах слід визначити за методом Тюріна в двох повторностях. Найбільш достовірні результати отримують тоді, коли різниця між холостим і дослідним титруванням буде не менше 3-4 і не більше 8-10 мл 0,2 н розчину солі Мора. При порушенні цього правила слід змінити наважку ґрунту. Тоді при повторному визначенні у першому випадку наважку ґрунту треба збільшити у 2-3 рази, а в другому – зменшити у 1,5-2 рази.

10.1.2. Визначення гумусу з фенілантраніловою кислотою (метод Тюріна в модифікації Симакова)

При визначенні гумусу В.М. Симаков запропонував при титруванні хромової суміші розчином солі Мора використовувати як індикатор фенілантранілову кислоту. Це прискорює визначення гумусу і полегшує процес титрування. В даній модифікації методу концентрація сірчаної кислоти повинна бути 15-20 н, тому рідина не потребує значного розбавлення і титрування здійснюють у тих же колбах, в яких проводили спалювання.

Хід аналізу. Спалювання органічної речовини ґрунту проводять за методом Тюріна в конічних колбах на 100 мл з такими ж реактивами. Вміст колб доводять до кипіння і кип'ятять 5 хв,

знімають з плитки і охолоджують. Змивають лійку над колбою з промивалки дистильованою водою, витративши її приблизно 30-40 мл.

Додають у колбу 3-5 крапель 0,2%-ного розчину фенолатранілової кислоти. Титрують вміст колби 0,2 н розчином солі Мора до переходу забарвлення з вишнево-фіолетового в зелене. Розчин солі Мора в кінці титрування додають по краплях.

Одночасно з основним проводять холосте визначення для встановлення співвідношення між розчином хромової суміші і розчином солі Мора.

Вміст органічного вуглецю та гумусу в обох модифікаціях методу Тюріна розраховують за формулою:

$$\%C_{орг} = \frac{(a - v) \cdot K_m \cdot 0,2 \cdot 0,003 \cdot 100}{P}, \quad (72)$$

$$\text{Гумусу, \%} = 1,724 \cdot \%C_{орг}, \quad (73)$$

де a – кількість мл 0,2 н солі Мора, витрачених на титрування 10 мл 0,4 н розчину хромової суміші в холостому досліді; v – кількість мл 0,2 н солі Мора, витрачених на титрування надлишку хромової суміші в досліді з ґрунтом; K_m – поправка до титру солі Мора; 0,003 – маса (г) міліеквівалента Сорґ; K_{H_2O} – поправочний коефіцієнт на масу сухого ґрунту; P – наважка ґрунту, г.

Приклад розрахунку. Наважка повітряносухого ґрунту 0,2638 г, K_{H_2O} - 1,02, кількість 0,4 н розчину хромової суміші, взятої для окислення гумусу ґрунту 10 мл, на холосте титрування витрачено 23,8 мл 0,2 н розчину солі Мора, на дослідне титрування – 14,7 мл; K солі Мора 0,98.

За формулами 72 і 73 розраховуємо вміст органічного вуглецю та гумусу в ґрунті:

$$\%C = \frac{(23,8 - 14,7) \cdot 0,98 \cdot 0,2 \cdot 0,003 \cdot 100}{0,2638} = 2,028$$

$$\text{Гумусу, \%} = 1,724 \cdot 2,028 = 3,497$$

За шкалою гумусного стану (табл. 51) рівень гумусованості ґрунту слід оцінити як низький.

У сучасній практиці дослідження ґрунтів загальний вміст гумусу чи органічної речовини в ґрунтах оцінюють за вмістом у них органічного вуглецю, тобто загального вуглецю гумусу. Для цієї мети цілком придатні обидві розглянуті тут модифікації методу Тюріна.

Таблиця 51. Показники гумусового стану ґрунтів (за Л.О. Гришиною, Д.С. Орловим)

Ознака	Рівень	Межі значень
1	2	3
Вміст гумусу, %	Дуже високий	>10
	Високий	6-10
	Середній	4-6
	Низький	2-4
	Дуже низький	<2
Запаси гумусу в шарі: 20см/100см, т/га	Дуже високі	>200/>600
	Високі	150-200/400-600
	Середні	100-150/200-400

	Низькі Дуже низькі	50-100/100-200 <50/<100
Профільний розподіл гумусу в метровому шарі	Зменшується різко Зменшується поступово Рівномірний Наростаючий Бімодальний	
Збагаченість азотом, C:N	Дуже висока Висока Середня Низька Дуже низька	>5 5-8 8-11 11-14 <14

Продовження табл. 51

1	2	3
Ступінь гуміфікації органічної речовини, Сгк/Сфк·100, %	Дуже високий Високий Середній Слабкий Дуже слабкий	>40 30-40 20-30 20-10 <10
Тип гумусу, Сгк/Сфк	Гуматний Фульватно-гуматний Гуматно-фульватний Фульватний	2 1-2 0,5-1 0,5
Вміст "вільних" гумінових кислот, % до ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	>80 60-80 40-60 20-40 <20
Вміст гумінових кислот зв'язаних з Са, % до ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	>80 60-80 40-60 20-40 <20

Вміст міцнозв'язаних гумінових кислот, % до ГК	Високий Середній Низький	>20 10-20 <10
Вміст негідролізуемого залишку, % до Сзаг	Високий Середній Низький	>60 40-60 <40
Оптична щільність гумінових кислот 0,001 % E ₄₆₅	Дуже висока Висока Середня Низька Дуже низька	>0,10 0,08-0,10 0,06-0,08 0,04-0,06 <0,04
Біологічна активність ґрунту (дихання), кг/га/год	Висока Середня Низька	>10 5-10 <5

Вміст загального органічного вуглецю чи вуглецю гумусу у відсотках від маси сухого ґрунту, розраховують за формулою:

$$C_{ОРГ}, \% = \frac{(a - e) \cdot Нм \cdot Км \cdot 0,003 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{P}, \quad (74)$$

де Нм – нормальність солі Мора; 0,003 – значення міліеквівалента вуглецю, г.

Для розрахунку вмісту гумусу в мінеральних ґрунтах за вмістом у них органічного вуглецю слід пам'ятати, що умовно прийнято вміст С в гумусі за 58%. Ділення 100% на 58% дає коефіцієнт перерахунку вмісту органічного вуглецю в гумус, який дорівнює 1,724. Отже,

$$\text{Гумус, \%} = 1,724 \cdot \text{Сорг, \%} \quad (75)$$

10.1.3. Розрахунки запасів гумусу

Запаси гумусу потрібно знати для загальної характеристики ґрунту, оцінки його родючості як одного з основних критеріїв бонітування ґрунтів і т.д. Розрахунок запасів виконують за формулою

$$M = a \cdot h \cdot d_v, \quad (76)$$

де М – запас гумусу в шарі, т/га; а – вміст гумусу в шарі, %; d_v – щільність ґрунту, г/см³; h – глибина шару, см.

Приклад розрахунку. Вміст гумусу 3,57%, щільність ґрунту 1,25 г/см³, глибина орного шару 20 см.

За формулою 75 розраховуємо запаси гумусу в ґрунті:

$$M = 3,57 \cdot 1,25 \cdot 20 = 89,2 \text{ т/га.}$$

За шкалою гумусового стану (табл. 40) запаси гумусу в орному шарі слід оцінити як низькі.

Сумарний запас гумусу для більш глибоких шарів розраховують за формулою

$$M = (a_1 \cdot h_1 \cdot d_{v1}) + (a_2 \cdot h_2 \cdot d_{v2}) + \dots + (a_n \cdot h_n \cdot d_{vn}), \quad (77)$$

де a_1 – відповідно вміст гумусу, %; d_{v1} – щільність ґрунту, $г/см^3$; h_1 – глибина, см – для першого шару; a_2, h_2, d_{v2} – теж саме для другого шару і т.д.

Середній вміст гумусу в ґрунтовій товщі розраховують як середньозважене:

$$M_c = \frac{a_1 h_1 + a_2 h_2 + \dots + a_n h_n}{h_1 + h_2 + \dots + h_n} = \frac{\sum a_n \cdot h_n}{\sum h_n}, \quad (78)$$

де M_c – середній вміст гумусу в ґрунтовій товщі, %; a_1 - a_n – вміст гумусу в окремих горизонтах, %; h_1 - h_n – глибини окремих горизонтів, см.

Обладнання, посуд і реактиви: Торсійні або аналітичні терези. Електрична плитка. Скляна пластинка. Скляна паличка. Шпатель. Лупа і пінцет. Агатова ступка з товкачиком. Сита з отворами 1,0 і 0,25 мм. Сухі колби на 100 мл. Колби конічні на 250 мл. Лійка. Промивалка з дистильованою водою. Бюретка зі скляним краном. Бюретка із затискачем. Розчин 0,4 н дихромату калію. Розчин 0,2 н солі Мора. Індикатори дифеніламін або фенілантранілова кислота.

10.1.4. Розрахунки запасів енергії в гумусі за С.А. Алієвим

Виходячи з праць І.В. Тюріна, котрий встановив, що 1 моль кисню при окисленні органічної речовини відповідає 52-56 кал, С.А. Алієв (1978) запропонував розраховувати запаси енергії в гумусі Q_G (млн.ккал/га) за формулою:

$$Q_G = \frac{(a - v) \cdot 2,675 \cdot 10 \cdot h \cdot d_V}{P}, \quad (79)$$

де $(a - v)$ – кількість 0,1 н розчину хромової суміші, яка витрачена для окислення гумусу, мл; P – наважка ґрунту, г; 10 – коефіцієнт для перерахунку в млн.ккал/га; h – глибина шару ґрунту, м; 2,675 – кількість кал/г, яка відповідає витратам 1 $см^3$ 0,1 н розчину хромової суміші; d_V – щільність ґрунту, $г/см^3$.

Якщо обчислення здійснюють для профілю ґрунту або його частини з декількох генетичних горизонтів, то розрахунки виконують роздільно для кожного шару або горизонту, в межах якого зберігаються постійними щільність і вміст гумусу. Потім знайдені величини підсумовують.

Знаючи вміст загального вуглецю або гумусу в ґрунті, запаси енергії розраховують за формулами:

$$Q_G = 891,7 \cdot C_{заг} \cdot h \cdot d_V, \quad (80)$$

$$Q_G = 517,2 \cdot G \cdot h \cdot d_V, \quad (81)$$

де $C_{заг}$ – вміст загального вуглецю в ґрунті, %; G – вміст гумусу в ґрунті, % від маси ґрунту; h – глибина шару, м; d_V – щільність ґрунту, $г/см^3$.

Підхід С.А. Алієва є дуже важливим для проведення балансових розрахунків кількості біологічно доступної енергії в ґрунті. У 1973 р. він запропонував таку формулу розрахунку теплоти згорання органічних речовин за їх атомарним складом:

$$Q = 90 \cdot C + 34 \cdot H - 5 \cdot O \cdot (0,87 \cdot O - 4 \cdot N), \text{ кал/г} \quad (82)$$

де C, H, O, N – вміст відповідного елемента в органічній речовині, %.

Користуючись цією формулою і знаючи елементний склад гумусу чи окремих його компонентів, вдалося встановити, що теплота згорання гумінових кислот становить 4370-5100 кал/г, фульвокислот – 4520, гумінів 4050-4520 кал/г. Для гумусу в середньому теплота згорання становить 5500 кал/г.

10.1.5. Визначення показника реакційної здатності гумусу при сільськогосподарському використанні ґрунтів за М.І. Лактіоновим

Показник реакційної здатності гумусу (ПРЗГ) характеризує кількісні і якісні зміни та їх взаємозв'язок зі змінами агрономічних властивостей в окультурених ґрунтах.

В останніх порушується корелятивна залежність між вмістом гумусу і місткістю вбирання. Як правило, зміни величини місткості вбирання відстають від змін вмісту гумусу, тобто внаслідок окультурення ґрунту поліпшується якість гумусу, компенсуючи його втрати. Взавши це положення за основу, запропоновано засіб оцінки реакційної здатності гумусу в орному шарі окультурених ґрунтів.

Суть методу полягає у визначенні величини місткості катіонного обміну, яка відповідає вмісту 1% гумусу в ґрунті.

Встановлено, що ПРЗГ відображає зміни агрономічної якості гумусу в окультурених ґрунтах залежно від тривалості та характеру їх сільськогосподарського використання, рівня культури землеробства, агрофонів і меліоративних заходів. Даний показник можна застосовувати і як порівняльне значення ступеня окультурення ґрунтів.

Прикладом можуть служити дані про зміну ПРЗГ в орному шарі чорнозему типового Миронівського НДІ селекції і насінництва пшениці де тривалий час застосовували різні системи удобрення (табл.52).

Таблиця 52. Реакційна здатність гумусу чорноземів типових, мг-екв/100г ґрунту Миронівського стаціонару в шарі 0-20 см (за М.І. Лактіоновим)

Система удобрення			
без добрив	органічна	мінеральна	Органо-мінеральна
12,6	11,6	14,8	12,3

Хід визначення. Визначається вміст гумусу (%) у зразках з орного шару ґрунту за методом Тюріна.

За результатами визначення вмісту суми обмінних основ і гідролітичної кислотності обчислюють місткість катіонного обміну ґрунту, або визначають її за спеціальною методикою.

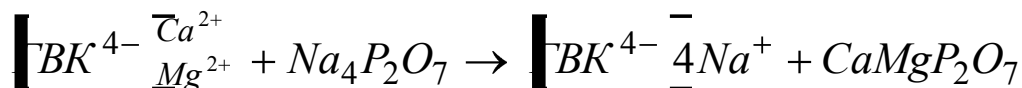
Розраховують ПРЗГ шляхом ділення величини місткості катіонного обміну (мг-екв на 100 г ґрунту) на вміст гумусу (%) в досліджуваних зразках ґрунту. Не рекомендується визначати ПРЗГ в орному шарі ґрунтів, які містять менше 2,0% гумусу.

10.2. Якісний склад гумусу

10.2.1. Прискорений пірофосфатний метод визначення складу гумусу за Коновою і Бельчиковою

Даний метод визначення складу гумусу розроблено для некарбонатних і карбонатних мінеральних ґрунтів. Його застосування дозволяє прискорити виділення гумусових речовин ґрунту. За допомогою пірофосфату натрію з ґрунту виділяють три основні групи гумусових речовин: гумінові кислоти, фульвокислоти і нерозчинний залишок гумінових речовин. Додатково можна охарактеризувати рухомість гумусу і природу гумусових речовин.

При обробці ґрунту сумішшю $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$ (рН 12,5) відбувається найбільш повне заміщення кальцію, заліза та алюмінію на натрій з утворенням розчинних гуматів і фульватів натрію та нерозчинних фосфорнокислих солей відповідних катіонів. Реакція відбувається за схемою



Розподіл фракцій гумусових речовин, пов'язаних з кальцієм, і з несилікатними формами заліза та алюмінію, здійснюють додатковим визначенням в окремій наважці гумусових речовин, які вилучаються з недекальцинованого ґрунту 0,1 н розчином NaOH .

У даному методі не застосовується тривалий процес декальцинування ґрунту і багаторазові обробки 0,1 н розчином NaOH , тому на його проведення витрачається порівняно небагато часу (10-12 год).

Для чорноземів даний метод і визначення групового складу гумусу за Тюрнімом у модифікації Понамарьової і Плотнікової дають близькі результати.

Вилучення гумусових речовин з ґрунту сумішшю $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 + \text{NaOH}$. З підготовленого до визначення складу гумусу зразка ґрунту беруть наважку 5 г, переносять у конічну колбу місткістю 250 мл і заливають наприкінці робочого дня 100 мл свіжевикотовленою сумішшю пірофосфату натрію з NaOH , яка містить в 1 л розчину 44,6 г $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ і 4 г NaOH ; концентрація пірофосфату натрію в даному випадку відповідає 0,1 м, а NaOH – 0,1 н. Суміш має рН 13.

Колбу закривають гумовою пробкою для ізоляції від CO_2 повітря, ретельно перемішують, запобігаючи розмазуванню ґрунту по стінках колби, після чого у спокійному стані лишають на 16-18 годин.

Зранку вміст колби знову ретельно перемішують і фільтрують крізь простий фільтр діаметром 15-17 см, встановлений у конус щільного фільтру (синя стрічка) діаметром 7-9 см, або центрифугують. Залишок ґрунту на фільтрі у подальший аналіз не включають.

Визначення вмісту органічного С у витяжці. В конічну термостійку колбу місткістю 100 мл відбирають піпеткою 5-15 мл фільтрату (залежно від забарвлення) і нейтралізують його 1 н розчином H_2SO_4 краплями до появи в розчині слабкої каламуті, після чого колбу ставлять на кип'ячу водяну баню і випаровують її вміст досуха. Потім проводять визначення вуглецю за Тюрнімом, обов'язково додавши в колбу на кінчику шпателя прокаленої пемзи або лесу.

Титрування 0,1 н розчином солі Мора проводять в тій же колбі, розбавивши вміст 5-10 мл дистильованої води, застосовуючи індикатор – фенілантранілову кислоту. Вміст вуглецю розраховують у відсотках до загального органічного С у вихідному ґрунті та відсотках до маси ґрунту за формулами:

$$C, \% \text{ до ґрунту} = \frac{(a - e) \cdot n \cdot K_m \cdot 0,003 \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{P}, \quad (83)$$

$$C, \% \text{ до загального С ґрунту} = \frac{(a - e) \cdot n \cdot K_m \cdot 0,003 \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{P \cdot C_{\text{заг.ґрунту}}}, \quad (84)$$

де a – кількість солі Мора при холостому визначенні, мл; e – кількість солі Мора затраченої на титрування надлишку сірчанохромової суміші після окислення гумусових речовин, мл; n – нормальність солі Мора; K_m – поправка до титру солі Мора; 0,003 – перевідний коефіцієнт на вуглець; 100 -перевідний коефіцієнт на 100 г ґрунту і на загальний вуглець; P – величина наважки ґрунту (г), яка відповідає кількості витяжки або розчину ГК, взятої на визначення вуглецю; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності ґрунту.

Визначення у витяжці вмісту вуглецю гумінових кислот. Відбирають піпеткою 25-50 мл фільтрату (залежно від забарвлення) і переносять у хімічний стакан відповідної місткості, куди по краплях, перемішуючи скляною паличкою, додають для коагуляції гелю ГК 1 н розчин H_2SO_4 до появи каламуті (рН 1,3-1,5).

Вміст стакану ретельно перемішують скляною паличкою, накривають склом і нагрівають на водяній бані протягом 30 хв при температурі $80^{\circ}C$, після чого знімають з бані і залишають при кімнатній температурі до ранку на 16-18 годин до повного осадження гелю.

Зранку приступають до фільтрування, яке ведуть на маленьких лійках крізь щільний фільтр (синя стрічка) діаметром 7 см, попередньо змочений 0,05 н розчином H_2SO_4 . Спочатку зі стакану на фільтр переносять кислий розчин, а потім осад (гель) ГК. Фільтр з осадом кілька разів промивають холодним 0,05 н розчином H_2SO_4 до отримання знебарвленого фільтрату (на початку промивання фільтрат нерідко буває забарвленим у жовтий колір від домішок ФК).

Кислий розчин разом з промивними водами відкидають, а лійку з фільтром разом з осадом ГК вставляють у мірну колбу місткістю 25-100 мл (залежно від об'єму осаду) і приступають до розчинення осаду гарячим 0,05 н розчином NaOH, застосовуючи промивалку.

Розчин NaOH спочатку наливають невеликими порціями в стакан, де проводили осадження: для розчинення ГК, які пристали до його стінок, застосовують скляну паличку і переносять на фільтр. Промивання фільтрату тим же розчином продовжують до повного розчинення гелю ГК, про що свідчить відсутність забарвлення фільтрату. Розчин гумату натрію в мірній колбі охолоджують при кімнатній температурі і доводять дистильованою водою до риски.

Для визначення ГК беруть піпеткою 5-20 мл розчину (залежно від забарвлення) в конічну колбу місткістю 100 мл і далі ведуть аналіз, як і при визначенні загального вуглецю у витяжці.

Вміст С_{гк} розраховують у процентах до маси ґрунту і процентах від загального вмісту органічного С у вихідному ґрунті за формулами 83 і 84.

Визначення у витяжці вмісту вуглецю фульвокислот. Кількість С_{фк} визначають за різницею між С_{заг} у витяжці і С_{гк}.

Вміст С_{фк} розраховують у процентах до маси ґрунту і процентах від загального вмісту органічного С у вихідному ґрунті за формулою:

$$С_{фк}, \% = С_{заг} - С_{гк} . \quad (85)$$

При потребі, визначення гумусових речовин може супроводжуватись аналізами вмісту азоту за методом К'ельдаля або за методом Тюріна у вихідному ґрунті, витяжці та гумінових кислотах. Кількість азоту у ФК і залишку ґрунту, як і вуглецю, розраховують за різницею між вмістом загального азоту у вихідному ґрунті та витяжці.

При визначенні азоту потрібна більша кількість витяжки. Тому беруть декілька наважок по 5 г і отримані витяжки об'єднують.

Додаткові визначення. Аналіз складу гумусу пірофосфатним методом доцільно доповнювати такими визначеннями, які проводять в окремих наважках ґрунту:

а) визначення кількості С органічних сполук, які переходять у розчин при обробці наважки ґрунту 0,1 н H_2SO_4 . Аналіз здійснюють за методикою В.В. Пономарьової. Він дає уявлення про розчинність органічних речовин ґрунту в мінеральних кислотах, що є особливо важливим для підзолистих і дерново-підзолистих ґрунтів.

Наважку ґрунту 5 г вміщують у конічну колбу місткістю 250 мл, заливають 200 мл 0,1 н H_2SO_4 , перемішують і залишають до ранку, закрити колбу пробкою.

Наступного дня сірчанокислу витяжку фільтрують у мірну колбу на 500 мл крізь простий паперовий фільтр. ґрунт на фільтрі промивають 0,1 н H_2SO_4 ; об'єм фільтрату в колбі доводять до риски і добре перемішують.

Для визначення вуглецю беруть піпеткою 25-50 мл витяжки, вміщують у термостійку конічну колбу на 100 мл, нейтралізують сухим порошком Na_2CO_3 до появи осаду R_2O_3 , випаровують на кип'ячій водяній бані насухо, додають прокалену пемзу і спалюють хромовою сумішшю за Тюрнімом. Вміст вуглецю розраховують у процентах від маси ґрунту і процентах від загального вмісту органічного С в ґрунті;

б) визначення вільних і зв'язаних з рухомими формами R_2O_3 гумінових кислот, які виділяються при безпосередній обробці ґрунту 0,1 н розчином NaOH без попереднього його декальцинування;

в) визначення складу гумусу доцільно доповнити характеристикою природи ГК за їх оптичною щільністю, що є ступенем конденсованості ароматичного ядра. Останнє, як відомо, має гідрофобні властивості, тоді як наявність у молекулі ГК бокових ланцюгів визначає її гідрофільність. Співвідношення між ароматичним ядром і бічними радикалами визначає гідрофільні властивості ГК в цілому. Тому оптична щільність може служити показником не лише гідрофобних, але і посередньо гідрофільних властивостей ГК. Дані ознаки визначають дисперсність, здатність до набрякання, відношення до електролітів і ряд інших показників, які мають важливе значення в процесах ґрунтоутворення.

Оптичну щільність ГК визначають у розчинах гуматів натрію, які отримують по ходу аналізу складу гумусу, за допомогою спектрофотометра або фотометра з набором світлофільтрів. При товщині шару розчину в 1 см показники екстинції E співпадають з показниками оптичної щільності. За таких умов можна обмежитися визначенням екстинції при двох довжинах хвиль: 465(E_4) і 665(E_6) нм і взяти величину їх співвідношення E_4/E_6 .

Величина E_4/E_6 незалежно від концентрації вуглецю в розчині, постійна для ГК будь-якого типу ґрунту.

Отримані дані представляють у вигляді табл. 50, де узагальнено показники про склад гумусу чорнозему звичайного, визначеного пірофосфатним методом. У таблиці наведено також і результати додаткових розрахунків: вмісту С органічних речовин у витяжках 0,1 н H_2SO_4 та 0,1 н NaOH і показники оптичної щільності ГК. З отриманих даних роблять висновки про тип гумусу на основі співвідношення $S_{гк}:S_{фк}$ і визначають гумусний стан ґрунтів на основі показників, розроблених Л.О. Гришиною, Д.С. Орловим (1978), які представлені в табл. 48.

10.3. Методи розрахунку балансу гумусу

Враховуючи важливу роль гумусу в родючості ґрунту і в екології взагалі, необхідно вміти регулювати його вміст і поліпшувати показники якості. Для різних ґрунтово-кліматичних зон потрібно розробити комплекс агротехнічних заходів, ефективних у конкретних умовах. Перш ніж перейти до розробки заходів щодо регулювання органічної речовини ґрунту, треба розрахувати баланс гумусу, який характеризує направленість процесів мінералізації та гуміфікації.

Під балансом гумусу в ґрунті розуміють різницю між статтями його надходження і витрат за однаковий проміжок часу. Виділяють три типи балансу:

бездефіцитний – коли витрати гумусу поповнюються його новоутворенням;

позитивний – новоутворення перевищує його витрати на мінералізацію;

від'ємний (дефіцитний) – витрати гумусу перевищують його новоутворення.

10.3.1. Методика розрахункового визначення балансу гумусу в чорноземах за Г.Я. Чесняком

Баланс гумусу в ґрунті розраховують для умов окремої сівозміни за ротацію. При визначенні величини середньорічного балансу гумусу розрахунки ведуть за формулою:

$$B_c = \frac{\sum \Pi_1 + \sum \Pi_2 - \sum P}{tp} \quad (86)$$

де B_c – середньорічний баланс гумусу в ґрунті на одному гектарі за ротацію сівозміни, т/га; $\sum \Pi_1$ – сума новоутвореного гумусу під культурами за ротацію сівозміни за рахунок рослинних решток, т/га; $\sum \Pi_2$ – збільшення вмісту гумусу в ґрунті за ротацію сівозміни за рахунок органічних добрив, т/га; $\sum P$ – сумарна кількість гумусу, який мінералізується під культурами за ротацію сівозміни, т/га; tp – тривалість ротації, років.

При розрахунках кількості новоутвореного гумусу з рослинних решток та гною користуються коефіцієнтами гуміфікації. Вони показують, яка кількість гумусу утворюється з гною і рослинних решток, що розкладаються. Коефіцієнти гуміфікації наведені в табл. 54.

50. Склад гумусу чорнозему звичайного, шар 0-20 см (за Бельчиковою)

Сгк	Сфк	Сгк/Сфк	E ₄ /E ₆	Із загальної кількості Гк		С нерозчинно го залишку
				вільні і зв'язані з рухомими R ₂ O ₃	зв'язані з Са	
4	5(3-4)	6	7	8	9(4-8)	10(1-3)
1,85/37,0	0,65/13,0	2,85	3,4	0,17/9,2	1,68/90,8	2,50/50,0

* % від маси сухого залишку/% від вмісту Сорг. у вихідному ґрунті

Сорг у вихідному ґрунті, %	1	5,0
Сорг у 0,1 н H ₂ SO ₄ витяжці	2	0,15/3,0*
Сорг у Na ₄ P ₂ O ₇ + NaOH витяжці	3	2,50/50,0

Таблиця 54. Коефіцієнти гуміфікації рослинних решток та гною в ґрунті

Рослинні рештки і гній	Коефіцієнти гуміфікації
Буряки цукрові та кормові	0,10
Озима пшениця на зелений корм	0,13
Картопля, овочі, баштанні, гарбузи	0,13
Соняшник	0,14
Кукурудза на силос, силосні	0,17
Озима пшениця на зерно	0,20
Кукурудза на зерно	0,20
Ячмінь, овес, яра пшениця, просо, сорго	0,22
Гречка, однорічні трави, вико-овес, горох, вика, соя	0,23
Люцерна, еспарцет та інші багаторічні трави	0,25
Гній (суха речовина)	0,23

Масу рослинних решток визначають за рівняннями регресії (табл. 55), враховуючи врожай основної продукції. У рівняннях: x – кількість поверхневих рослинних решток, ц/га; x_1 – кількість кореневих решток, ц/га; y – урожай культури (основна продукція), ц/га.

Таблиця 55. Рівняння регресії для визначення маси рослинних решток за масою врожаю основної продукції сільськогосподарських культур

Рослина	Рештки	
	поверхневі	кореневі
Озима пшениця	$x = 0,32y + 13,5$	$x_1 = 0,71y + 10,0$

Ярий ячмінь	$x = 0,29y + 6,8$	$x_1 = 0,54y + 9,3$
Овес	$x = 0,19y + 14,8$	$x_1 = 0,42y + 8,4$
Просо, сорго	$x = 0,50y + 7,4$	$x_1 = 0,57y + 12,6$
Гречка	$x = 0,28y + 8,5$	$x_1 = 0,65y + 11,5$
Кукурудза на зерно	$x = 0,20y + 1,6$	$x_1 = 0,83y + 7,2$
Горох, вика, соя	$x = 0,12y + 4,5$	$x_1 = 0,36y + 8,9$
Соняшник	$x = 0,41y + 3,2$	$x_1 = 0,16y + 4,9$
Цукрові буряки	$x = 0,005y + 2,8$	$x_1 = 0,06y + 5,7$
Кормові буряки	$x = 0,003y + 2,4$	$x_1 = 0,05y + 5,2$
Кукурудза на силос, силосні	$x = 0,006y + 5,7$	$x_1 = 0,10y + 13,5$
Багаторічні трави (сіно)	$x = 0,12y + 5,9$	$x_1 = 1,02y + 4,7$
Картопля, овочі, баштанні, гарбузи	$x = 0,008y + 0,5$	$x_1 = 0,07y + 8,9$
Однорічні трави, вико-овес (сіно) ¹	$x = 0,12y + 6,8$	$x_1 = 0,50y + 13,3$
Висадки цукрових буряків ²	$x = 0,005y + 2,8$	$x_1 = 0,06y + 5,7$
Висадки кормових буряків ²	$x = 0,003y + 2,4$	$x_1 = 0,05y + 5,2$

Примітки:1.Розрахунок подано на основі врожаю сіна (урожайність зеленої маси слід помножити на 0,25).

² При розрахунку кількості рослинних решток на полях висадків цукрових і кормових буряків у рівняннях регресії при визначенні поверхневих решток враховується врожай насіння, а при визначенні кореневих решток - за врожай слід приймати масу маточних коренів.

При розрахунку балансу гумусу на еродованих ґрунтах вихід коренів під багаторічними травами становить $x_1 : 3$.

Крім того, при розрахунку балансу гумусу на еродованих ґрунтах слід враховувати щорічні витрати гумусу з дрібноземом (табл. 46), використовуючи відповідні коефіцієнти.

Величину новоутвореного гумусу в ґрунті за рахунок рослинних решток за ротацію сівозміни розраховують за формулою

$$\Sigma\Pi_1 = O_1K_1 + O_2K_2 + \dots + O_nK_n , \quad (87)$$

де $\Sigma\Pi_1$ – кількість новоутвореного гумусу за рахунок рослинних решток за ротацію сівозміни, т/га; $O_1 - O_n$ – кількість рослинних решток, які залишають після себе окремі сільськогосподарські культури (поверхневі + кореневі), т/га; $K_1 - K_n$ – коефіцієнти гуміфікації рослинних решток окремих культур сівозміни (див. табл. 54).

Збільшення вмісту гумусу в ґрунті за ротацію сівозміни за рахунок використання гною ($\Sigma\Pi_2$) встановлюють множенням кількості сухої органічної речовини гною, внесеного в ґрунт за ротацію, на коефіцієнт його гуміфікації (K) за формулою

$$\Sigma\Pi_2 = H \cdot 0,25 \cdot K , \quad (88)$$

де $\Sigma\Pi_2$ – збільшення вмісту гумусу в ґрунті за рахунок внесення гною, т/га; H – кількість гною внесеного за ротацію сівозміни, т/га; $0,25$ – коефіцієнт перерахунку гною на суху речовину; K – коефіцієнт гуміфікації гною.

Якщо у формулі величину коефіцієнта гуміфікації сухої речовини гною (0,23) помножити на величину коефіцієнта перерахунку гною на суху речовину, то вона набуде такого вигляду:

$$\Sigma P_2 = H \cdot 0,25 \cdot 0,23 = 0,058 \cdot H .$$

(89)

Таблиця 56. Щорічні втрати ґрунту під впливом водної ерозії з 1 га схилових земель України (за В.Ф. Гаховим, Г.О. Можейко)

Зона	Крутизна схилу, град.	Винос дрібнозему, т/га
Полісся	0,5-2	7-8
	2-5	17-20
	5-10	50-65
	>10	115-140
Лісостеп	0,5-2	6-10
	2-5	17-37
	5-10	60-95
	>10	145-190
Степ	0,5-2	1,5-4,5
	2-5	6-15
	5-10	23-45
	>10	60-120

Загальні втрати гумусу в ґрунті за ротацію сівозміни визначаються розмірами його мінералізації під окремими культурами. Середньорічні величини мінералізації гумусу під культурами польових сівозмін наведені в табл. 57.

Таблиця 57. Середньорічні величини мінералізації гумусу в чорноземах типових під окремими сільськогосподарськими культурами, т/га

Культура	Величина мінералізації гумусу	Культура	Величина мінералізації гумусу
Чорний пар	2,00	Кукурудза на силос,	1,47
Горох, вика, соя	1,50	силосні	
Озима пшениця на зелений корм	1,24	Ячмінь	1,23
Однорічні трави, просо, сорго	1,10	Овес	1,20
Озима пшениця на зерно	1,35	Яра пшениця, гречка, вико-овес	1,10
Цукрові буряки		Картопля, баштанні, гарбузи	1,61
Кукурудза на зерно	1,59	Соняшник	1,39
Коренеплоди	1,56	Люцерна, еспарцет, конюшина	0,60
	1,60		

Формула розрахунку втрат гумусу з корененасиченого шару ґрунту за ротацію сівозміни має вигляд:

$$\Sigma P = P_1 + P_2 + \dots + P_n , \quad (90)$$

де ΣP – сумарна кількість втрат мінералізованого гумусу під культурами за ротацію сівозміни, т/га;
 $P_1 - P_n$ – кількість мінералізованого гумусу під окремими культурами, т/га.

Розрахунок балансу гумусу в ґрунті по полях сівозміни та на 1 га сівозмінної площі здійснюють за формулою 85 середньорічного балансу гумусу.

Визначення мінімальної норми органічних добрив на 1 га сівозмінної площі, яка забезпечує бездефіцитний баланс гумусу, здійснюють за формулою:

$$H_m = H_1 + \frac{B_c}{0,058} , \quad (91)$$

де H_m – мінімальна норма гною, яка забезпечує бездефіцитний баланс гумусу, т/га; H_1 – норма гною, яка застосовується в сівозміні, т/га; B_c – середньорічний баланс гумусу в ґрунті на одному гектарі за ротацію сівозміни, т/га; 0,058 – кількість гумусу, який утворюється в 1 т гною, т/га.

При використанні інших видів органічних добрив (у разі недостатнього виробництва гною) потреба в них для забезпечення бездефіцитного балансу гумусу встановлюється за відповідними коефіцієнтами перерахунку на підстилковий гній:

Підстилковий гній (вологість до 77%)	1,0
Тверда фракція безпідстилкового гною	1,0
Безпідстилковий напіврідкий гній (вологість 90-93%)	0,5
Рідкий гній (вологість 93-97%)	0,25
Гноєві стоки (вологість понад 97%)	0,10
Торфогноєвий компост	1,2
Торфопослідний компост	1,3
Пташиний послід підстилковий (вологість до 65%)	1,2
Пташиний послід напіврідкий (вологість 80-90%)	0,65
Солома (з добавкою 8-12 кг/т азоту)	3,4
Сапропель (вологість 60%)	0,25
Сидеральні добрива (природна вологість)	0,25

Приклад розрахунків. Вихідні дані: ґрунт – чорнозем типовий середньогумусний легкосуглинковий; сівозміна має таке чергування культур: чорний пар – озима пшениця – цукровий буряк – ячмінь з підсівом багаторічних трав – багаторічні трави – озима пшениця – цукровий буряк – кукурудза на силос – озима пшениця – кукурудза на зерно; гній вносять у двох полях: у чорному парі і під другий цукровий буряк по 30 т/га; мінеральні добрива – згідно з рекомендаціями; урожайність культур у сівозміні: озимої пшениці після чорного пару – 44,8 ц/га, цукрового буряку – 405, ячменю – 36,4, люцерни (сіно) – 52,6, озимої пшениці – 39,2, цукрового буряку – 390, кукурудзи на силос – 320, озимої пшениці – 36,6, кукурудзи на зерно – 43,2 ц/га.

1. Визначаємо кількість рослинних решток, які потрапляють у ґрунт, під окремими культурами сівозміни, використовуючи рівняння регресії, наведені в табл. 52.

Озима пшениця після чорного пару:

поверхневі рештки

$$x = 0,32y + 13,5 = 0,32 \cdot 44,8 + 13,5 = 27,8 \text{ ц/га};$$

кореневі рештки

$$x_1 = 0,71y + 10,0 = 0,71 \cdot 44,8 + 10,0 = 41,8 \text{ ц/га};$$

загальна кількість рослинних решток

$$27,8 + 41,8 = 69,6 \text{ ц/га} \approx 7,0 \text{ т/га}.$$

Аналогічно розраховуємо кількість рослинних решток, які потрапили в ґрунт під іншими культурами сівозміни. Результати розрахунків записуємо до табл. 58.

2. Використовуючи коефіцієнти гуміфікації (див. табл. 51), розраховуємо кількість новоутвореного гумусу в ґрунті за рахунок рослинних решток.

Озима пшениця після чорного пару:

$$П_1 = O_1 \cdot K_1 = 7,0 \cdot 0,20 = 1,4 \text{ т/га};$$

Цукровий буряк:

$П_2 = O_2 \cdot K_2 = 3,5 \cdot 0,10 = 0,35 \text{ т/га}$ і т.д. для інших культур. Результати розрахунків записуємо до табл. 56.

3. Розраховуємо вміст гумусу, утвореного за рахунок гною.

У полі чорного пару:

$$П_2 = H \cdot 0,058 = 30 \cdot 0,058 = 1,74.$$

Аналогічно здійснюємо розрахунки для поля цукрового буряку. Отримані дані записуємо до табл. 59.

4. За даними табл. 53 знаходимо кількість гумусу, який мінералізується під окремими культурами сівозміни. Загальну кількість гумусу, який мінералізується під культурами за ротацію сівозміни (т/га), розраховуємо за формулою 90.

$$\Sigma P = 2,0 + 1,35 + 1,59 + 1,23 + 0,6 + 1,35 + 1,59 + 1,47 + 1,35 + 1,56 = 14,09 \text{ т/га}$$

5. Баланс гумусу в ґрунті на полях сівозміни і на 1 га сівозмінної площі розраховуємо за формулою (86) середньорічного балансу:

$$B_c = \frac{9,32 + 3,48}{10} - \frac{14,09}{10} = -0,13$$

Основні вихідні та розрахункові дані балансу гумусу записуємо до табл. 57.

6. Норму гною, яку застосовували у сівозміні, розраховуємо на 1 га сівозмінної площі. В нашому прикладі гній вносили на двох полях: по чорному пару та під цукрові буряки по 30 т/га. За ротацію внесено 60 т/га. Отже, на 1 га сівозмінної площі було внесено $60 : 10 = 6 \text{ т гною}$.

Таблиця 58. Кількість рослинних решток, які потрапляють у ґрунт під окремими культурами сівозміни

Культура сівозміни	Урожайність основної продукції, ц/га	Поверхневі рештки		Кореневі рештки		Всього рослинних решток	
		рівняння регресії	ц/га	рівняння регресії	ц/га	ц/га	т/га
Чорний пар	–	–	–	–	–	–	–
Озима пшениця	44,8	$x = 0,32y + 13,5$	27,8	$x_1 = 0,71y + 10,0$	41,8	69,6	7,0
Цукровий буряк	405	$x = 0,005y + 2,8$	4,8	$x_1 = 0,06y + 5,7$	30,0	34,8	3,5
Ячмінь	34,6	$x = 0,29y + 6,8$	16,8	$x_1 = 0,54y + 9,3$	28,0	44,8	4,5
Люцерна	52,6	$x = 0,12y + 5,9$	12,2	$x_1 = 1,02y + 4,7$	58,4	70,6	7,1
Озима пшениця	39,2	$x = 0,23y + 13,5$	26,0	$x_1 = 0,71y + 10,0$	37,8	63,8	6,4
Цукровий буряк	390	$x = 0,005y + 2,8$	4,8	$x_1 = 0,06y + 5,7$	29,1	33,9	3,4
Кукурудза на силос	320	$x = 0,006y + 5,7$	7,6	$x_1 = 0,10y + 13,5$	45,5	53,1	5,3
Озима пшениця	36,6	$x = 0,23y + 13,5$	25,2	$x_1 = 0,71y + 10,0$	36,0	61,2	6,1

Таблиця 59. Кількість гумусу новоутвореного за рахунок рослинних решток і органічних добрив у зерно-бураковій сівозміні, т/га

Культура сівозміни	Кількість рослинних решток, т/га (О)	Коефіцієнт гуміфікації (К)	Утворилося гумусу з рослинних решток, т/га (П ₁)	Кількість внесеного гною, т/га	Коефіцієнт новоутворення гумусу з гною (К)	Підвищення вмісту гумусу за рахунок гною, т/га (П ₂)	Всього утворилося гумусу, т/га (П ₁ +П ₂)
Чорний пар	-	-	-	30	0,058	1,74	1,74
Озима пшениця	7,0	0,20	1,40	-	-	-	1,40
Цукровий буряк	3,5	0,10	0,35	-	-	-	0,35
Ячмінь	4,5	0,22	0,99	-	-	-	0,99
Люцерна	7,1	0,25	1,78	-	-	-	1,78
Озима пшениця	6,4	0,20	1,28	-	-	-	1,28
Цукровий буряк	3,4	0,10	0,34	30	0,058	1,74	2,08
Кукурудза на силос	5,3	0,17	0,90	-	-	-	0,90
Всього утворилося гумусу на 1 га сівозмінної площі:					за ротацію		12,80
					в середньому за рік		1,28

7. Далі за формулою 91 розраховуємо мінімальну норму органічних добрив на 1 га сівозмінної площі, яка забезпечить бездефіцитний баланс гумусу:

$$H_m = 6 + \frac{0,13}{0,058} = 8,24 \text{ т/га}$$

Таблиця 60. Баланс гумусу в ґрунті

Культура сівозміни	Урожайність, ц/га	Утворилося гумусу за рахунок рослинних решток і гною, т/га (П ₁ +П ₂)	Кількість гумусу, який мінералізувався, т/га (Р)	Баланс гумусу (±), т/га (Б)
Чорний пар	-	1,74	2,00	- 0,26
Озима пшениця	44,8	1,40	1,35	+ 0,05
Цукровий буряк	405	0,35	1,59	- 1,24
Ячмінь	34,6	0,99	1,23	- 0,24
Люцерна	52,6	1,78	0,60	+ 1,18
Озима пшениця	39,2	1,28	1,35	- 0,07
Цукровий буряк	390	2,08	1,59	+ 0,49
Кукурудза на силос	320	0,90	1,47	- 0,57
Озима пшениця	36,6	1,22	1,35	- 0,13
Кукурудза на зерно	43,2	1,06	1,56	- 0,50
Баланс гумусу на 1 га сівозмінної площі:	за ротацію	12,80	14,09	- 1,29
	в середньому за рік	1,28	1,41	- 0,13

Отже, для усунення дефіциту гумусу в ґрунті необхідно норму гною (6т/га), яку застосовують у сівозміні, збільшити на 2,24 т на 1 га сівозмінної площі, а загальну кількість гною слід довести до 85 т/га.

З технологічних міркувань у полі чорного пару доцільно вносити гній в нормі 35 т/га, а в полі цукрових буряків – 55 т/га. Це буде сприяти зниженню напруги гумусового балансу і створенню його бездефіцитності, а також кращому використанню елементів живлення сільськогосподарськими культурами.

10.3.2. Методика розрахункового визначення балансу гумусу у дерново-підзолистих ґрунтах за А.М. Ликовим

За основу в даному методі взято *баланс азоту в системі рослина – ґрунт - добрива*. Похідними даними при прогнозуванні балансу гумусу в сівозміні є статті надходження і витрат органічного вуглецю в ґрунті.

Стаття надходження гумусового балансу складається з надходження органічних речовин з кореневими і поверхневими рештками польових культур, гноєм та іншими органічними

добривами, насінням і садивним матеріалом та зв'язування вуглекислого газу атмосфери синьо-зеленими водоростями.

Стаття витрат складається з мінералізації органічних речовин ґрунту в умовах прийнятої технології вирощування сільськогосподарських культур і виносу його з корененасиченого шару з вертикальним і поверхневим стоком.

Надходження органічної речовини з продуктами життєдіяльності ґрунтових водоростей і насінням на дерново-підзолистих ґрунтах незначне й коливається в межах 100-200 кг вуглецю на 1 га, що повністю компенсує його втрати з вертикальним та поверхневим стоками. Тому для спрощення розрахунків дозволяється ці приходно-видаткові статті гумусового балансу не враховувати.

У процесі мінералізації гумусу утворюються мінеральні форми азоту, які використовуються рослинами і мікрофлорою ґрунту. Виходячи з причинно-наслідкового зв'язку вмісту азоту з вмістом вуглецю (C : N в гумусових речовинах орних дерново-підзолистих ґрунтах у середньому дорівнює як 10 : 1) при розрахунках балансу гумусу перш за все треба враховувати винос азоту з урожаєм польових культур. При внесенні невисоких доз мінерального азоту останній бере участь у створенні врожаю разом з азотом гумусу. Використання рослинами внесеного мінерального азоту визначається за нормативними даними. При підвищених його дозах, коли кількість доступного азоту відповідає виносу його запланованим урожаєм або перевищує його, приймається, що половина внесеного рослинами азоту – ґрунтового походження. Винос його запланованим урожаєм визначається за довідковими таблицями (табл. 61).

Таблиця 61. Винос азоту (кг/га) загальним урожаєм сільськогосподарських культур на 1 т основної і відповідну кількість побічної продукції

Культура	Винос азоту	Культура	Винос азоту
Озима пшениця	35	Гречка	34
Жито	24	Картопля	5
Кукурудза на зерно	24	Кормові коренеплоди	5
Овес	28	Кукурудза на силос	2,5
Ячмінь	26	Конюшина (сіно)	19,7
Горох	66	Люпин (зелена маса)	4,5
Льон (насіння)	106	Люцерна (сіно)	26
(волокно)	80		

При розрахунках балансу гумусу враховують гранулометричний склад ґрунту та особливості вирощування культур. Для цього використовують спеціальні коефіцієнти поправок. Для азоту на різних за гранулометричним складом ґрунтах і польових культур вони будуть такими: для важкого суглинку і глини – 0,8; середнього суглинку – 1,0; легкого суглинку – 1,2; супіщаного ґрунту – 1,4; піщаного – 1,8; для багаторічних трав – 1,0; просапних – 1,8; зернових та інших однорічних культур суцільного висіву – 1,2.

Засвоєння азоту мінеральних добрив при внесенні рекомендованих доз дорівнює 50%, гною – 25 і рослинних решток – 50%. Забезпеченість потреби конюшини в азоті за рахунок азоту атмосфери прийнята за 80%, при внесенні добрив – 70%, для вико-вівсяної сумішки – відповідно 20 і 10%.

Найбільш істотною статтею надходження в баланс гумусу є органічна речовина рослинних решток польових культур та гною. Кількість рослинних решток, які потрапляють у ґрунт, вираховують за рівняннями лінійної регресії, наведеними в табл. 62.

Таблиця 62. Рівняння регресії для визначення маси рослинних решток за даними врожаю основної продукції

Культура	Урожайність, ц/га	Рівняння регресії
Озима пшениця	10-50	$x = 0,41y + 19,9$
Ячмінь	10-50	$x = 0,54y + 10,1$
Картопля	70-240	$x = 0,07y + 3,54$
Кукурудза на силос	120-360	$x = 0,1y + 6,27$
Вико-вівсяна сумішка	15-65	$x = 0,25y + 14,7$
Конюшино-злакова сумішка	20-100	$x = 0,23y + 35,1$
Льон	6-14	$x = 3,12y + 3,19$

Примітки: x – кількість рослинних решток (суха речовина), які залишаються культурою на полі, ц/га;

y – урожай культури (основна продукція), ц/га.

Коефіцієнт гуміфікації органічної речовини рослинних решток і гною розраховують за вуглецем. Для спрощення розрахунків беруть наступні його значення: для рослинних решток зернових і зернобобових культур, багаторічних трав і льону – 25%; кукурудзи та інших силосних культур – 15; гною – 30; картоплі, кормових буряків – 8; соломи на удобрення – 25%.

Наводимо приклад розрахунків балансу гумусу в ґрунті у чотирьохпільній сівозміні.

Вихідні дані. 1. Сівозміна зернова: картопля рання – озима пшениця – ячмінь – озима пшениця. 2. Ґрунт: дерново-середньопідзолистий легкосуглинковий. 3. Добрива: під картоплю вносять 20 т/га гною + $N_{40}P_{60}K_{40}$; під озиму пшеницю – $N_{60}P_{60}K_{40}$; під ячмінь – $N_{60}P_{40}K_{40}$. 4. Запланована врожайність: картоплі – 150ц/га, озимої пшениці і ячменю – 25 ц/га.

Прогнозування балансу гумусу в сівозміні здійснюють за формою (табл.63).

Приклад розрахунків

1. Визначаємо винос азоту з урожаєм культур шляхом помноження врожайності (ц/га) на вміст азоту в 1 ц продукції (кг):

вмістом вуглецю) у спеціалізованій зерновій сівозміні	Баланс гумусу, (±)	Кількість новоутвореного гумусу, кг/га	Мінералізується гумусу для покриття дефіциту, кг/га
	- 525	585	1110
- 265	301	566	
- 228	236	464	
- 400	301	701	
- 1418	1423	2841	
- 354	356	710	

Культура сівозміни	Запланована врожайність, ц/га	Винос азоту з урожаєм, кг/га	Надходження азоту, кг/га			
			з гною	з мінеральних добрив	з рослинних решток	всього
Картопля рання	150	162	22,5	20	8,5	51,0
Озима пшениця	25	115	13,5	30	15,1	58,6
Ячмінь	25	97	9,0	30	11,8	50,8
Озима пшениця	25	115	-	30	15,1	45,1
Баланс гумусу			за ротацію			
			в середньому за рік			

картопля $150 \text{ ц/га} \cdot 0,5 \text{ кг/ц} = 75 \text{ кг/га};$

озима пшениця $25 \text{ ц/га} \cdot 3,2 \text{ кг/ц} = 80 \text{ кг/га};$

ячмінь $25 \text{ ц/га} \cdot 2,7 \text{ кг/ц} = 67,5 \text{ кг/га}.$

Винос азоту сільськогосподарськими культурами наведено у табл. 51.

2. Вводимо поправку на гранулометричний склад і вирощувану культуру:

картопля $75 \text{ кг/га} \cdot 1,2 \cdot 1,8 = 162 \text{ кг/га};$

озима пшениця $80 \text{ кг/га} \cdot 1,2 \cdot 1,2 = 115,2 \text{ кг/га};$

ячмінь $67,5 \text{ кг/га} \cdot 1,2 \cdot 1,2 = 97,2 \text{ кг/га}.$

Результати заносимо в графу 3 табл. 53.

3. Розраховуємо кількість доступного рослинам азоту в 20 т гною. Вміст азоту в гної становить 0,45%. Складаємо пропорції:

100 кг – 0,45 кг

$$20000 \text{ кг} - x \text{ кг} \quad x = \frac{0,45 \cdot 20000}{100} = 90 \text{ кг}$$

Отже, з 20 т гною в ґрунт надійде 90 кг азоту. Картопля засвоїть 25%, або 22,5 кг, озима пшениця 15%, або 13,5 кг і ячмінь 10%, або 9 кг азоту. Результати заносимо у графу 4 табл. 60.

4. Розраховуємо кількість азоту, який рослини засвоюють з мінеральних добрив.

Під картоплю вноситься $N_{40}P_{60}K_{40}$. Отже, з мінеральних добрив буде засвоєно 50% азоту, або 20 кг. Пшениця і ячмінь відповідно засвоять по 30 кг. Результати заносимо у графу 5 табл. 60.

5. Визначаємо кількість рослинних решток, які потрапляють у ґрунту при вирощуванні культур, використовуючи рівняння регресії, які наведено в табл.59:

$$\text{картопля} \quad x = 0,07y + 3,54 = 0,07 \cdot 150 + 3,54 = 14,0 \text{ ц/га};$$

$$\text{озима пшениця} \quad x = 0,41y + 19,9 = 0,41 \cdot 25 + 19,9 = 30,1 \text{ ц/га};$$

$$\text{ячмінь} \quad x = 0,54y + 10,1 = 0,54 \cdot 25 + 10,1 = 23,6 \text{ ц/га}.$$

6. Вміст азоту в рослинних рештках у середньому становить 1%, використання азоту рослинами – 50%. Отже, кількість доступного азоту буде дорівнювати:

для картоплі

$$100 \text{ кг} - 1 \text{ кг}$$

$$1400 \text{ кг} - x \text{ кг} \quad x = \frac{1400 \cdot 1}{100} = 14,0 \text{ кг};$$

$$17,0 \text{ кг} - 100\%$$

$$x - 50\% \quad x = \frac{17,0 \cdot 50}{100} = 8,5 \text{ кг}.$$

Для озимої пшениці 15,1 кг і для ячменю 11,8 кг відповідно. Результати заносимо у графу 6 табл. 60.

7. Сумарну кількість доступного рослинам азоту добрив і рослинних решток отримують, підсумовуючи показники граф 4; 5; 6. Результати заносимо у графу 7 табл. 60.

8. Дефіцит азоту визначаємо за різницею між виносом його з урожаєм і надходженням у ґрунт (різниця між графами 3 - 7).

У нашому прикладі дефіцит дорівнює: при вирощуванні картоплі $162 - 51 = 111$ кг; (озимої пшениці) – 56,6 кг; (ячменю) – 46,4 кг; (озимої пшениці) – 70,1 кг.

Використовуючи отримані дані, розраховуємо кількість гумусу, який повинен мінералізуватися для покриття дефіциту азоту при вирощуванні запланованого врожаю. Для цього множимо величину дефіциту на 10 (співвідношення C : N у гумусі 10:1).

У нашому прикладі кількість гумусу для покриття дефіциту буде становити: під картоплею $111 \cdot 10 = 1110$ кг; озимою пшеницею – 566; ячменем – 464; озимою пшеницею – 701 кг. Результати заносимо у графу 8 табл. 60.

9. Кількість новоутвореного гумусу визначаємо, застосовуючи коефіцієнти гуміфікації і вміст вуглецю в рослинних рештках.

При внесенні 20 т/га гною в ґрунт потрапляє 1800 кг вуглецю, бо 1 т середнього за якістю гною містить 90 кг вуглецю. Гуміфікація гною 30%. Отже, кількість новоутвореного гумусу буде дорівнювати $1800 \cdot 0,3 = 540$ кг.

Прийнявши, що вміст вуглецю у рослинних рештках в середньому становить 40%, розраховуємо кількість вуглецю, який потрапив у ґрунт за їх рахунок. При врожайності картоплі 150 ц/га, маса

рослинних решток дорівнює 14,0 ц/га (дивися пункт 5), з якими у ґрунт потрапляє 562 кг вуглецю (40%), з якого утвориться 44,9 кг (8%) гумусу. Сумарна кількість останнього у полі з картоплею буде становити: $540 + 44,9 = 585$ кг.

Аналогічно розраховуємо кількість новоутвореного гумусу під озимою пшеницею і ячменем. У нашому прикладі вона буде 301 та 236 кг. Результати розрахунків заносимо у графу 9 табл. 60.

10. Баланс вуглецю по кожній культурі – це різниця між кількістю новоутвореного гумусу і вуглицем гумусу, який мінералізується, тобто різниця між графами 9 та 8.

У нашому прикладі баланс від'ємний (дефіцитний) і дорівнює: під картоплею $585 - 1110 = -525$ кг; озимою пшеницею - 265; ячменем - 228; озимою пшеницею - 400 кг вуглецю. Результати розрахунків заносимо у графу 10 табл. 60.

11. Розрахувавши баланс гумусу по кожній культурі, визначаємо його за ротацію сівозміни і в середньому за рік. У нашому прикладі баланс за ротацію дорівнює – 1418 кг, а в середньому за рік – 354 кг.

Знаючи, що з 1 т гною утворюється 27 кг вуглецю гумусу, можна розрахувати норму гною, яка забезпечує бездефіцитний баланс. Для цього середньорічний дефіцит ділимо на кількість гумусу, який утворюється з 1 т гною ($354 : 27 = 13,1$ т/га).

Отже, норму гною 5 т/га сівозмінної площі, яка застосовується в нашій сівозміні, для створення бездефіцитного балансу гумусу необхідно підвищити на 13,1 т/га. З технологічних міркувань доцільно підвищити дозу гною до 50-55 т/га при вирощуванні картоплі, забезпечивши бездефіцитний баланс гумусу в сівозміні.

10.3.3. Алгоритм розрахунку балансу гумусу в сівозмінах

Для методу Г.Я.Чесняка рекомендовано такий алгоритм:

$$B_{\Gamma} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n [0,1K_{\text{гум}} (A \cdot \text{ВРОЖ} \pm B) + K \cdot N_{\text{гн.}} - K_{\text{мінер.}}],$$

де B_{Γ} – баланс гумусу сівозміни, т/га; n – кількість полів у сівозміні; $K_{\text{гум.}}$ – коефіцієнт гуміфікації сухої маси органічних решток вирощуваних культур у частках одиниці; A і B – параметри рівняння регресії виду $x = Ay \pm B$, що застосовується для розрахунку сухої маси органічних решток даної культури, якщо врожайність основної продукції (ВРОЖ) виражається у ц/га; K – кількість гумусу, що утворюється з 1 т гною, т; $N_{\text{гн.}}$ – норма гною, що вноситься під дану культуру, т/га; $K_{\text{мінер.}}$ – величина щорічної мінералізації гумусу під даною культурою, т/га.

Якщо баланс гумусу (чи вуглецю гумусу) від'ємний, то для розрахунку додаткової норми гною (т на 1 га сівозміни) користуються формулою:

$$ДНГ = \frac{B}{K}$$

Кафедрою ґрунтознавства та охорони ґрунтів (А.Д.Балаев, Л.Р.Петренко) запропоновано прогнозувати запаси вуглецю гумусу в ґрунті для певної сівозміни на базі математичної моделі.

Робоче прогнозне рівняння, що впливає з цієї моделі, має вигляд:

$$X_t = (X_0 - \frac{K_{21}\Pi}{K_1K_3})e^{-K_1t} + \frac{K_{21}\Pi}{K_1K_3}$$

де X_t – запаси вуглецю гумусу в певному шарі ґрунту через t років

прогнозування, т/га; X_0 - запаси вуглецю гумусу в цьому ж шарі ґрунту на початку спостережень, т/га; K_{21} - коефіцієнт гуміфікації органічного вуглецю рослинних решток та органічних добрив, котрі щорічно надходять до ґрунту, в частках від одиниці; Π - маса органічного вуглецю рослинних решток та органічних добрив, котрі щорічно надходять до ґрунту, т/га; K_1 - коефіцієнт щорічних втрат вуглецю гумусу в частках одиниці від його загального запасу (X) через мінералізацію гумусу ґрунту, ерозійні втрати, тощо; K_3 - коефіцієнт щорічної трансформації органічного вуглецю рослинних решток та органічних добрив через гуміфікації та мінералізацію, в частках одиниці.

Питання для самоконтролю

1. Що таке «гумус» ґрунту?
2. Вкажіть природні фактори, які сприяють нагромадженню гумусу в ґрунті.
3. За якими показниками характеризують гумусний стан ґрунтів?
4. Охарактеризуйте принцип визначення вмісту гумусу за методом Тюріна в модифікації Сімакова.

Розділ 11. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТУ

11.1 Ґрунові колоїди та методи їх вивчення

Загальні властивості ґрунтових колоїдів

Ґрунт належить до гетерогенних полідисперсних утворень, для яких велике значення має колоїдний стан речовини. Ґрунтові колоїди утворюються в процесі вивітрювання та ґрунтоутворення, як в результаті подрібнення грубих часток, так і сполученням молекулярно подрібнених речовин. Ці колоїди мають розмір часток в межах 0,2-0,0001 мк і представлені трьома групами сполук :

1. Мінеральні;
2. Органічні;
3. Органо-мінеральні

До мінеральних колоїдів належать глинисті мінерали, колоїдні форми кремнезему та півтора оксиди. Завдяки негативному заряду смектитові глини здатні до обмінного вбирання катіонів. Негативний заряд цих колоїдів не залежить від рН. Ємність катіонного обміну (ЄКО) каолініту 1-15 мг.-екв./100 г, вона зростає при збільшенні рН, а заряд виникає в результаті порушення зв'язків на краях кристалів при відсутності ізоморфного заміщення. Набрякаючий мінерал монтморилоніт з яскраво вираженими ізоморфними заміщеннями має ЄКО 80-150 мг.-екв./100 г. Ще вищу ЄКО має вермикуліт - 140-200 мг.-екв./100 г. Гідрооксиди заліза та алюмінію - амфітолітоїди, що можуть нести позитивний заряд у дуже кислих умовах (наприклад в червоноземах та жовтоземах вологих субтропіків). Негативний заряд деяких

амфітолітоїдів при рН 8 може досягати 20-40 мг.-екв./100 г., а їх ЄКО зростає при збільшенні рН.

Органічні колоїди в ґрунті представлені переважно гумусовими речовинами. Для цих колоїдів характерна висока ЄКО, яка досягає 400-500 мг.-екв./100 г. і зростає при збільшенні рН. Органічні колоїди перебувають в ґрунті переважно в осадженому стані, зв'язані з катіонами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} та ін.. Їх пептизація, тобто перехід в стан колоїдного розчину, відбувається під дією лужних катіонів, переважно Na^+ , як це буває при генезисі солонців.

Органо-мінеральні колоїди - це переважно сполуки гумусових речовин з глинистими мінералами та осадженими формами півтора оксидів.

Колоїди - головний носій сорбційних властивостей ґрунту позаяк вони дуже впливають на його питому поверхню. Навіть дуже дрібні (мулисті) частки ґрунту розміром 0,001-0,0001 мм мають питому поверхню близько 19 м^2 на 1г, а колоїдні частки розміром $< 0,0001$ мм в десять разів більшу - 194 м^2 на 1г. Тому навіть за незначного вмісту колоїдних часток в ґрунті, наприклад 4% від маси, ці колоїди мають поверхню, що становить не менше 80% від загальної поверхні твердої фази.

Колоїди в ґрунті перебувають головним чином в стані гелів, тобто частинки (міцели) зчіплюються між собою і утворюють просторову структурну сітку, в отворах якої утримується вода. У вологому ґрунті невелика кількість колоїдів може знаходитись у стані золю (міцели розділені рідкою фазою). Таке існування колоїдів пов'язане з електрокінетичним (дзета) потенціалом та станом водної (гідратаційної) оболонки на поверхні часток.

Незважаючи на відносно значну крупність міцел ґрунтових колоїдів, їх золі характеризуються достатньо агрегативною стійкістю, тобто стійкістю проти поєднання міцел в більш крупні агрегати.

Стойкість золів ґрунтових колоїдів залежить від наявності електричного заряду міцел та наявності гідратних оболонок на поверхні міцел.

На ступінь гідрофільності ґрунтових колоїдів впливає як реакція середовища, час, підсушування, так і будова міцел, їх насиченість різними катіонами. Чим вища гідрофільність колоїду, тим більш стійким буде золь, тому що об'єднання міцел перешкоджають, крім заряду, ще й гідратні оболонки, ліквідація яких, (наприклад, додаванням спирту) прискорює та полегшує об'єднання колоїдних часток в агрегати. Внаслідок відносно великим розмірам колоїдних міцел, порівняно з молекулами справжніх розчинів, вони не здатні до дифузії. Перевірити це можна на прикладі досить простого досліду.

Хід роботи. Беруть п'ять пробірок, наповнюють їх до половини об'єму гарячим золем желатини. Після охолодження і загусання желатини в пробірках наливають по 4-5 мл золів гумусу, глини, FeOH_3 і для порівняння забарвлені справжні розчини FeCl_3 та CuSO_4 . Через певний час можна спостерігати, як в пробірках із справжніми розчинами желатина рівномірно набуває кольору справжнього розчину, а в пробірках з ґрунтовими колоїдами помітна чітка зона розподілу між золем колоїду та масою

желатину. Це підтверджує нездатність колоїдних систем до дифузії.

Відомо, що однією з характерних властивостей ґрунтових колоїдів є їх здатність за певних умов переходити зі стану золю в гель. Це є коагуляція, а зворотний перехід - пептизація.

Коагуляція ґрунтових колоїдів, тобто перехід зі стану золю (псевдорозчину) у гель (осад), може відбуватись під дією розчинів електролітів, золів колоїдів з протилежним зарядом та ін.

В «класичному» вигляді процеси коагуляції та пептизації можуть відбуватись в солонцюватих ґрунтах та солонцях, де на стадії засолення ґрунти збагачуються розчинними солями в кількостях, які викликають коагуляцію ґрунтових колоїдів, перш за все органічних. Після промивки таких засолених ґрунтів дощовою чистою водою, на стадії осолонцювання, буде відбуватись пептизація колоїдів. Причиною цього є зниження концентрації солей в ґрунтовому розчині нижче порога коагуляції з наступним переміщенням пептизованих колоїдів по профілю ґрунту і формуванням елювіальних та ілювіальних генетичних горизонтів.

Визначення знаку заряду ґрунтових колоїдів.

Для характеристики властивостей колоїдів ґрунту та вивчення природи фізико-хімічної вбирної здатності дуже важливо знати знак заряду колоїдів у конкретному ґрунті, який визначається двома методами: капіляризацією або електрофорезом.

Метод капіляризації. В невеликі склянки приливають по 10-15 мл золю гідрату окису заліза і золю гумусу, який до цього був ретельно віддіалізований. В кожену склянку занурюють стрічку фільтрувального паперу, шириною 2 см і довжиною 12-15 см так, щоб стрічка опустилась у золь на 1,0-1,5 см. Через деякий час золь гумусу піднімається по стрічці до певної висоти і забарвлює паперову стрічку в темно-бурий колір. На відміну від цього, золь гідроксиду заліза поводить себе на стрічці зовсім інакше. Безкольорова рідина (вода) піднімається високо, а колоїдні частки після невеликого підйому зупиняються і збираються у згусток (скоагулюють). Ці відмінності у підніманні золів по фільтрувальному паперу викликані тим, що пори паперу, змочені водою, набувають від'ємного заряду. Внаслідок цього негативно заряджені колоїди піднімаються по капілярах паперової стрічки, а позитивно заряджені затримуються (коагулюють завдяки нейтралізації заряду), адсорбуються в нижній частині стрічки.

Проведений дослід дозволяє зробити висновок, що гідрозоль гумусу має негативний заряд, а золь гідроксиду заліза - позитивний.

Треба обов'язково відзначити, що вищеописана поведінка гідрозолю гумусу по відношенню до негативно зарядженого адсорбента (паперова стрічка) стосується виключно ретельно діалізованих гідрозолей гумусу, тобто штучно переведених у кислотну форму. У випадку коли паперова стрічка буде

взаємодіяти сольовою формою гумусу, то її вигляд буде нагадувати такий, як у випадку з гідрозолем заліза.

Метод електрофорезу. Суть методу полягає у вивченні поведінки ґрунтових колоїдів в електричному полі і для визначення знака заряду використовують простий приладом, який складається з U-подібної трубки з підведеними до неї електродами, сполученими з полюсами джерела постійного струму. У трубку вміщують золю і вмикають електричний струм. Через певний час забарвлення золю гумусу біля анодного кінця трубки темнішає, а забарвлення гідрозолю біля її катодного кінця світлішає. Зазначені явища, як і в досліді з фільтрувальним папером, вказують на те, що міцели гумусу проявляють негативний заряд, незалежно від того, в якій (кислотній чи сольовій) формі перебувають гумусові речовини.

Електролітна коагуляція колоїдів у засолених ґрунтах

Електролітна коагуляція ґрунтових колоїдів полягає у переході колоїдної системи із стану золю в гель під дією електроліту. При електролітній коагуляції діє загальна закономірність: коагуляцію колоїдів спричиняє електроліт, який за знаком заряду є протилежний зарядові колоїдних міцел. Тому коагуляцію негативно заряджених ґрунтових колоїдів – гумусу та глини можуть викликати катіони електроліту.

Коагулюючи дія катіону тим сильніша, чим вища його валентність; при однакових валентностях сильніше коагулює катіон з більшою атомною масою. Механізм коагуляції являє собою (схематично) процес нейтралізації заряду міцел, разом з тим пояснення коагуляції тільки нейтралізацією заряду не вичерпує всього комплексу явищ і дає лише наближене розуміння процесу.

Електролітна коагуляція колоїдів спостерігається в тих ґрунтах, ґрунтовий розчин яких має концентрацію розчинних солей вищу за поріг коагуляції. Порогом коагуляції називають мінімальну концентрацію електроліту при якій настає коагуляція певного золю.

Наведена нижче методика визначення порогів коагуляції золів ґрунтових колоїдів розглядається на прикладі електролітної коагуляції золів гумусу та глини.

У ґрунті колоїди перебувають в осадженому стані, тобто у вигляді органо-мінеральних гелів. Щоб відокремити їх від більш крупних механічних елементів необхідно штучно пептизувати гелі, перевести їх у золю. К.К. Гедройц запропонував методику виділення колоїдів: ґрунт обробляють 1 н розчином NaCl до негативної реакції на Ca^{2+} у фільтраті. Надлишок хлористого натрію відмивають дистильованою водою. Надалі разом з промивними водами виділяються золю ґрунтових колоїдів. Таким способом з гумусованих горизонтів одержують гідрозолі гумусу, а з негумусованих горизонтів глинистих материнських порід – золю глини.

Отримані золю використовують для визначення їх порогів коагуляції. Як електроліти використовуються 1,0; 0,1; 0,01; 0,001 н розчини FeCl_3 , CaCl_2 , MgCl_2 , KCl , NaCl , HCl .

Хід роботи. В чотири пробірки приливають по 2 мл золю гумусу або глини і додають по 2 мл розчину одного з електролітів,

причому в першу пробірку - 1 н розчин, в другу - 0,1 н розчин і т.д. Таку послідовність зберігають для кожного з обраних електролітів. Пробірки збовтують і залишають на штативі для відстоювання. Залежно від температури повітря в лабораторії через 5-15 хвилин відмічають наявність або відсутність ознак коагуляції колоїдів в пробірках. Результати спостережень записують в таблицю 64.

Наявність коагуляції колоїдів позначають плюсом, відсутність коагуляції мінусом. Ступінь коагуляції позначають різною кількістю плюсів, тобто у випадку появи у пробірці лише опалесценції її позначають одним плюсом; якщо в пробірці спостерігаються дрібні пластівці - два плюси; якщо в пробірці утворюється темно-забарвлений осад і світла рідина над ним - три плюси.

Таблиця 64. Пороги коагуляції золів гумусу

Електроліти	Пороги коагуляції золів гумусу			
	1,0 н	0,1 н	0,01 н	0,001 н
FeCl ₃				
CaCl ₂				
MgCl ₂				
KCl				
NaCl				
HCl				

Таким чином визначається поріг коагуляції ґрунтових колоїдів та одночасно визначається коагулюючи дія різних електролітів.

Взаємна коагуляція ґрунтових колоїдів

Взаємна коагуляція полягає у коагуляції протилежно заряджених колоїдів при їх змішуванні. Протилежно заряджені колоїди можуть коагулювати лише при точно визначених співвідношеннях. По причині того, що на величини заряду ґрунтових колоїдів значно впливає реакція середовища, то можлива зміна реакції середовища буде впливати і на взаємну коагуляцію. Співвідношення, при яких настає взаємна коагуляція колоїдів, називається як зона коагуляції.

Різні типи ґрунтів мають найрізноманітніші співвідношення колоїдів та різні значення рН середовища. Тому дуже цікавим є вивчення як самого процесу взаємної коагуляції, так і впливу змін рН середовища на взаємну коагуляцію ґрунтових колоїдів.

Взаємну коагуляцію протилежно заряджених колоїдів можна спостерігати при змішуванні золів гумусу та гідрату оксиду заліза.

Хід аналізу. В дев'ять чистих пробірок градуйованою піпеткою приливають певну кількість (згідно табл. 64) золів гумусу та заліза (Fe(OH)₃).

Вміст пробірок збовтують і через 5-10 хвилин відмічають зону коагуляції такими ж знаками, що й при електролітній коагуляції.

Другий дослід проводиться аналогічно але після приливання золів гумусу в пробірки додають з капельниці по одній-дві краплі 0,1 н розчину лугу, а потім золь гідрату оксиду заліза. Через 5-10 хвилин після збовтування визначають зону коагуляції.

В третьому досліді після приливання золів гумусу в кожену пробірку додають з капельниці по одній-дві краплі 0,1 н розчину HCl, а потім золь гідрату оксиду заліза. Пробірку збовтують і через 5-10 хвилин визначають зону коагуляції.

Таблиця 65. Визначення зони коагуляції золів гумусу та заліза

Умови коагуляції	Пробірка								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Золь гумусу, мл	1,8	1,6	1,4	1,2	1,0	0,8	0,6	0,4	0,2
Золь Fe(OH) ₃ , мл	0,2	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8
Зона коагуляції									
Вихідних золів									
При підлугуванні									
При підкисленні									

Вивчення вбирання ґрунтами різних речовин

Пересвідчитись у вбирній здатності ґрунту та вивчити основні закономірності вбирання в залежності від властивостей колоїдного комплексу ґрунту та характеру речовин, які вбираються, можна, якщо пропускати через ґрунт розчини різних електролітів (CuSO₄. FeCl₃. NaH₂PO₄) та неелектролітів, наприклад, метиленового синього і подібних йому речовин.

Присутність відповідних катіонів та аніонів встановлюють за допомогою якісних проб в розчинах, які готувалися до взаємодії з ґрунтом, та у фільтратах. Результати досліджень свідчать про те, що ґрунт дійсно вбирає в одному випадку катіони (при фізико-хімічному вбиранні Cu²⁺, Fe³⁺ з розчинів CuSO₄. FeCl₃), а в іншому – аніони (при хімічному вбиранні аніона PO₄³⁻ з розчину NaH₂PO₄) або навіть повністю речовину, наприклад, метиленовий синій.

У зв'язку з тим, що при фізико-хімічному вбиранні катіони вбираються обмінно, присутність витіснених катіонів у фільтраті також можна встановити методом якісних проб.

Хід роботи. Беруть три лійки і припасовують до них паперові фільтри. На фільтр першої лійки насипають дещо більше половини

загальної висоти лійки ґрунт (чорнозем), на фільтр другої – материнську породу (лес), на фільтр третьої – піщаний ґрунт або річковий пісок. Кожну лійку ставлять на дерев'яний штатив і підставляють під них пробірки. Обережно з допомогою скляної палички приливають на всі три лійки один з електrolітів, наприклад, CuSO_4 , поки в кожній пробірці не збереться 5-10 мл фільтрату (біля 1/3 пробірки).

Фільтрат з кожної пробірки ділять на три частини ($3 \times 3 = 9$ пробірок). В першій частині фільтрату якісно визначають катіон Cu^{2+} , в другій – аніон SO_4^{2-} , в третій – витиснутий з ґрунту катіон Ca^{2+} (щоб впевнитись, що виявлений у фільтраті Ca^{2+} дійсно витиснений з ґрунту, треба випробувати на присутність кальцію розчини, які взаємодіяли з ґрунтом).

Перед початком досліду необхідно перевірити присутність іонів Cu^{2+} і SO_4^{2-} у вихідних розчинах які будуть пропускатись через ґрунт. Роботу повторюють, пропускаючи розчини FeCl_3 , NaH_2PO_4 та метиленового синього через нові зразки ґрунту, лесу, піску. Іони Fe^{3+} , Cl^- , PO_4^{3-} визначають якісно, а про ступінь вбирання ґрунтом метиленового синього роблять висновок за обезбарвленням фільтрату. Результати записують у таблицю 66.

Таблиця 66. Визначення вбирної здатності ґрунтів і порід

Ґрунт або порода	Метиле новий синій	CuSO_4			FeCl_3			NaH_2PO_4	
		Cu^{2+}	Ca^{2+}	SO_4^{2-}	Fe^{3+}	Ca^{2+}	Cl^-	Ca^{2+}	PO_4^{3-}
Чорнозе м									
Лес									
Пісок									

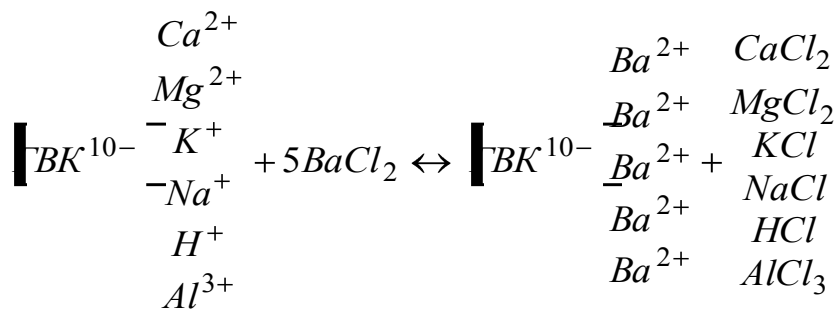
У випадку коли за допомогою якісної проби відповідний катіон (або аніон) у фільтраті не виявляється або виявляється у малій кількості, у відповідній графі таблиці записують «вбирається повністю», «вбирається слабо». Якщо ж іон пройшов крізь ґрунт і виявлений у фільтраті, значить він не вбирається і в таблиці роблять запис «не вбирається».

На підставі результатів спостережень і записів в таблиці можна робити висновки про характер, закономірності та інтенсивність вбирання різних речовин різними ґрунтами.

11.2. Катіонообмінна здатність ґрунту

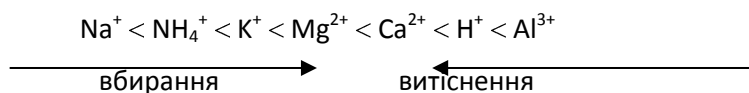
Матеріальним носієм катіонообмінної здатності ґрунтів є ґрунтовий вбирний комплекс (ГВК), котрий є сукупністю мінеральних, органічних і органо-мінеральних колоїдних компонентів твердої фази ґрунту, наділених іонообмінною здатністю.

За К.К. Гедройцем катіони, які містяться у ГВК і здатні до обмінних реакцій з катіонами ґрунтового розчину, називаються увібраними або обмінними. До обмінних катіонів ґрунту належать: Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ , Al^{3+} та ін. Реакція обміну між увібраними катіонами і катіонами ґрунтового розчину відбувається за схемою:



Основні закономірності обмінних реакцій полягають у наступному:

1. Будь-який катіон, увібраний ГВК, може бути витіснений іншим катіоном, тобто обмінні реакції зворотні.
2. Обмін катіонів з розчинів нейтральних солей відбувається дуже швидко і в еквівалентних відношеннях.
3. В міру підвищення концентрації катіона-витискувача збільшується кількість витісненого з ГВК катіона, але не пропорційно збільшенню концентрації розчину, а в меншій мірі.
4. Енергія вбирання і витіснення катіонів обумовлена їх зарядом і величиною гідратної оболонки, і найбільш поширені в ґрунті катіони розміщуються у такий ряд:



Від складу обмінних катіонів залежить ряд агрономічно важливих властивостей ґрунту: пептизованість і агрегованість, характер і ступінь закріплення органічної речовини твердою фазою, утворення органо-мінеральних сполук, кислотно-лужна та інші види буферності, стійкість ґрунтів проти дії кислих опадів та інші. Обмінні катіони є джерелом поживних речовин для рослин.

ґрунти, насичені кальцієм, мають реакцію, близьку до нейтральної, підвищену буферну здатність проти підкислення, їх колоїди утворюють стійкі непептизовані у воді гелі, що сприяє утворенню агрономічно цінної водотривкої структури. Вони набувають добрих водно-фізичних, фізико-механічних та технологічних властивостей, легко піддаються обробітку.

У *ґрунтах*, де в складі обмінних катіонів багато обмінного *натрію*, відмічається лужна реакція, пептизовані тонкодисперсні колоїди не утворюють агрономічно цінних водотривких агрегатів, збільшується здатність до набрякання і прилипання, погіршуються водні властивості. Такі ґрунти у вологому стані утворюють ґрунтову кірку і дуже щільні, майже непроникні для повітря брили, важко обробляються.

ґрунти, які містять велику кількість *обмінних водню та алюмінію*, мають кислу реакцію, містять мало органічної речовини, переважно слабко- або безструктурні, погано забезпечені елементами живлення.

Кожному ґрунту властиві певні обмінні катіони. Наприклад, у складі обмінних катіонів чорноземів та каштанових ґрунтів переважають Ca^{2+} і Mg^{2+} ; дерново-підзолистих – H^+ і Al^{3+} ; солонцях – Na^+ ; болотних – Fe^{3+} . У кожній із згаданих ґрунтових відмін поряд з основними містяться й інші катіони. Наприклад, у чорноземах – K^+ , Na^+ , H^+ ; дерново-підзолистих ґрунтах – Ca^{2+} , Mg^{2+} ; солонцях – Ca^{2+} , Mg^{2+} та інші.

Важливим показником ГВК і ґрунту в цілому є ємність катіонного обміну (МКО, ЄКО), яка характеризується загальною сумою увібраних катіонів, здатних до обмінних реакцій. Цей показник відображає величину вбирної здатності ґрунту. Вимірюється у мг-екв на 100 г ґрунту і позначається індексом – Ео.

У ґрунтах величина МКО коливається залежно від типу ґрунту, його мінералогічного і гранулометричного складу, вмісту і складу колоїдів, наявності органічної речовини, реакції середовища та інших факторів. Для переважної більшості ґрунтів величина ЄКО зростає при підвищенні рН ґрунтового середовища. Це важливо пам'ятати при розробці методів визначення цього показника.

У різних ґрунтах величина МКО змінюється у широких межах – від 1-10 мг-екв у дерново-підзолистих піщаних ґрунтах до 50-60 мг-екв у чорноземах важкосуглинкових та глинистих, а в торф'яних горизонтах болотних ґрунтів величина її досягає 100-200 мг-екв на 100г ґрунту.

Дуже важливим є співвідношення у ГВК між обмінними катіонами H^+ і Al^{3+} та Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ . Перші характеризують потенціальну кислотність ґрунту, а другі – суму увібраних основ. Отже, можна записати

$$E_o = H_g + S \quad (92)$$

Сума увібраних основ визначається як загальна кількість катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , які витісняються з некарбонатних і незасолених ґрунтів. Кількісно вона може співпадати з місткістю катіонного обміну ($S = E_o$), але може і суттєво відрізнятись. В більшості ґрунтів $E_o > S$. Групування ґрунтів за сумою увібраних основ наведено в табл. 61.

Велике агрономічне значення має вміст у ґрунті обмінних кальцію та магнію. За вмістом цих елементів ґрунти поділяються на 6 груп (табл. 62).

Залежно від вмісту обмінних H^+ і Al^{3+} (гідролітична кислотність) ґрунти поділяють на дві великі групи: ґрунти, насичені основами, і ґрунти, ненасичені основами. *Насичені ґрунти основами не містять обмінних H^+ і Al^{3+} , в них обмінні катіони представлені лише основами, кількість яких відповідає МКО.* Це переважно степові ґрунти: чорноземи звичайні і південні, каштанові ґрунти, солонці і солончаки, а також ґрунти різних зон, сформовані за участю мінералізованих ґрунтових вод або на карбонатних ґрунтоутворних породах.

Таблиця 67. Групування ґрунтів за сумою увібраних основ

Сума увібраних основ	Вміст обмінних Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , мг-екв на 100 г ґрунту
Дуже низька	<5,0
Низька	5,1-10,0
Середня	10,1-15,0
Підвищена	15,1-20,0
Висока	20,1-30,0
Дуже висока	>30,0

ґрунти, не насичені основами, містять обмінні H^+ і Al^{3+} , в них завжди $S < E_o$. До даної групи входять: підзолисті, дерново-підзолисті, сірі лісові, болотні ґрунти, а також чорноземи опідзолені та вилуговані.

Таблиця 68. Групування ґрунтів за вмістом обмінних кальцію та магнію

Вміст елементів	Ca^{2+}	Mg^{2+}
	мг-екв на 100 г ґрунту	
Дуже низький	0-2,5	0-0,5
Низький	2,6-5,0	0,6-1,0

Середній	5,1-10,0	1,1-2,0
Підвищений	10,1-15,0	2,1-3,0
Високий	15,1-20,0	3,1-4,0
Дуже високий	>20,0	>4,0

При вирішуванні питань вапнування ґрунтів треба знати не лише кількісний склад увібраних катіонів. Важливим показником є ступінь насиченості ґрунтів основами. Тобто показник, який показує в якій мірі ГВК насичений основами. Розраховують його за формулою Д. Хиссинка

$$V = \frac{S}{E_o} \cdot 100 \text{ (93)}, \text{ або } V = \frac{S}{H_2 + S} \cdot 100 \text{ , (93)}$$

де V – ступінь насиченості ґрунту основами, % від МКО; S – сума увібраних основ, мг-екв на 100 г ґрунту; EО – місткість катіонного обміну, мг-екв на 100 г ґрунту; Нг – гідролітична кислотність, мг-екв на 100 г ґрунту; 100 – коефіцієнт для перерахунку в проценти.

За ступенем насиченості ГВК основами ґрунти поділяють на 5 груп (табл.63).

Визначення складу обмінних катіонів, суми увібраних основ, місткості катіонного обміну, солонцюватості та кислотності є методом дослідження катіонообмінної (вбирної) здатності ґрунтів.

Місткість катіонного обміну визначають з метою виявлення величини ГВК, за якою судять про наявність колоїдів у ґрунті. В карбонатних і гіпсоносних ґрунтах визначення МКО – єдиний надійний метод дослідження їх вбирної здатності. При дослідженні солонців і солонцюватих ґрунтів визначають вміст обмінного натрію і МКО; у кислих ґрунтах, крім обмінних кальцію і магнію, визначають обмінні водень та алюміній або різні форми кислотності (обмінну та гідролітичну).

Таблиця 69. Групування ґрунтів за ступенем насиченості основами

Ступінь насиченості основами	V,%
Дуже низький	<30
Низький	30,1-50,0
Середній	50,1-70,0
Підвищений	70,1-90,0
Високий	>90

Для витіснення обмінних катіонів з ГВК найчастіше використовують розчини хлористого амонію, хлористого натрію та оцтовокислого амонію.

Найбільш м'який витиснювач – ацетат амонію. При взаємодії його з кислими, ненасиченими основами ґрунтами, утворюється слабка оцтова кислота, яка не створює істотної руйнівної дії на ґрунт. Якщо використовувати хлористий натрій або хлористий амоній, утворюється соляна кислота, яка належить до сильних кислот і здатна переводити у розчин необмінні форми катіонів та значну кількість півтораоксидів.

При проведенні досліджень усі розчини для витіснення обмінних катіонів слід довести до потрібної величини рН і перевірити на наявність катіонів, які будуть визначатись.

11.2.1. Попередні випробування

Перед початком витіснення обмінних катіонів треба провести якісні випробування зразків ґрунту на карбонатність, загіпсованість і засоленість, щоб з'ясувати, як чинити з досліджуваними зразками. В карбонатних і загіпсованих ґрунтах обмінні катіони не визначають, а обмежуються визначенням МКО. У засолених ґрунтах перед визначенням обмінних катіонів легкорозчинні солі треба вилучити, промивши наважку дистильованою водою або внести поправку на вміст кальцію і магнію у водній витяжці.

Проба на карбонатність. Беруть приблизно 1 г ґрунту у фарфорову чашку, змочують кількома краплями дистильованої води, щоб вийшло заціплене повітря, й обробляють декількома краплями 10%-ного розчину HCl. При наявності пухирців вуглекислого газу (ґрунт скипає), його вважають карбонатним.

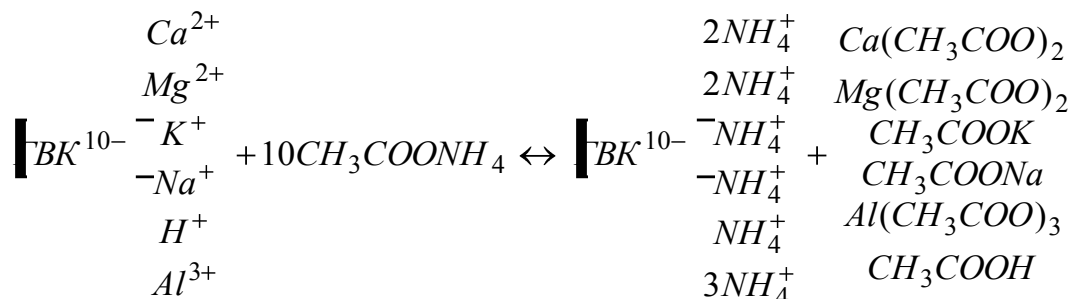
Проба на загіпсованість. Проводять якісне визначення сульфат-іону в солянокислій витяжці. Беруть у пробірку 2 г ґрунту, приливають 10 мл 0,2 н HCl, збовтують протягом 2 хв і відфільтровують. До фільтрату додають кілька крапель 5%-ного розчину BaCl₂ і перемішують. При наявності сульфат-іону випадає білий осад BaSO₄, а ґрунт вважається загіпсованим.

Проба на засоленість. Проводять якісні реакції на вміст іонів Cl⁻ і SO₄²⁻ у водній витяжці (див. розділ 7). При позитивних результатах ґрунт вважається засоленим.

11.2.2. Визначення обмінних катіонів ґрунту за методом Шоленберґера

Суть методу. Метод заснований на обробці ґрунту 1,0 н розчином оцтовокислого амонію. При взаємодії CH₃COONH₄ з ґрунтом катіони NH₄⁺ витісняють з ГВК обмінні катіони (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺ та ін.) і займають їх місце у еквівалентній кількості.

Обмінна реакція між ґрунтом і розчином оцтовокислого амонію відбувається за такою схемою:



При взаємодії оцтовокислого амонію з кислими, ненасиченими основами ґрунтами утворюється оцтова кислота, яка відноситься до слабких кислот, тому сильної руйнівної дії на ґрунт вона не створює. Це і є перевагою даного методу над іншими.

Недоліком оцтовокислого амонію є те, що при комплексонометричному визначенні обмінних Ca²⁺ і Mg²⁺ необхідно попередньо зруйнувати ацетат-іон і органічні речовини, які переходять у витяжку. Проте в процесі випаровування фільтрату оцтовокислий амоній легко руйнується, а при прожарюванні сухого залишку повністю видаляється. Метод дозволяє в одному фільтраті визначати кальцій, магній, калій та натрій.

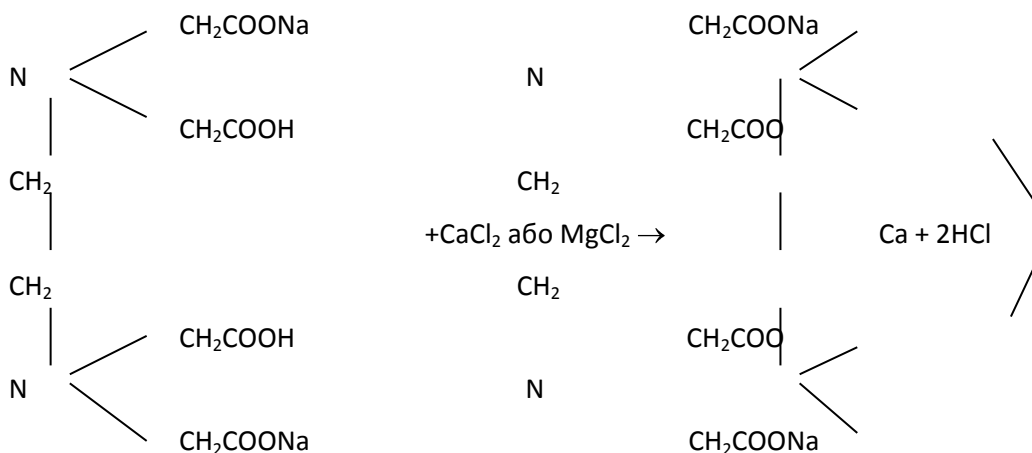
Кальцій і магній визначають трилонометричним методом, а калій та натрій – методом полуменевої фотометрії.

11.2.3. Трилонометричне визначення кальцію і магнію

Метод ґрунтується на утворенні стійких у лужному середовищі комплексних сполук даних елементів з трилоном-Б.

За кількістю трилону-Б, витраченого на зв'язування кальцію і магнію, визначають вміст їх у витяжці. Спочатку встановлюють суму кальцію і магнію, потім – один кальцій, а магній розраховують за різницею між першим і другим показниками.

Реакція відбувається за таким рівнянням:



Трилон-Б (двонатрієва сіль етилендіамінтетраоцтової кислоти) та індикатори, які використовують при визначенні суми Ca^{2+} , Mg^{2+} (хромоген чорний) і одного Ca^{2+} (мурексид – амонійна сіль пурпурової кислоти), відносяться до органічних сполук – комплексонів.

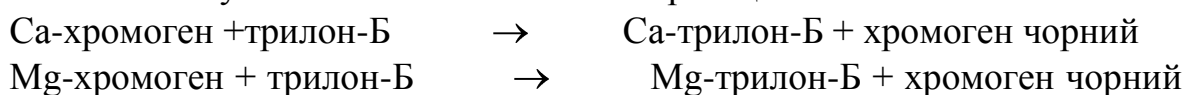
Такі комплексони з дво- і тривалентними металами утворюють розчинні у воді комплекси. Стійкість комплексів, що утворилися, залежить від рН розчину, природи катіонів і характеру утворених сполук.

Комплексони-індикатори (хромоген чорний і мурексид) з катіонами Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} утворюють забарвлені нестійкі комплекси. Комплексон трилон-Б з цими катіонами, на відміну комплексонів-індикаторів, утворює незабарвлені розчинні, але більш стійкі комплекси.

Визначення кількості обмінних катіонів кальцію і магнію за допомогою трилону-Б відбувається так: у розчин, який містить Ca^{2+} та Mg^{2+} , вносять індикатор; утворюються забарвлені сполуки-комплекси; Ca-індикатор + Mg-індикатор. Потім титрують розчин трилоном-Б; відбувається руйнування забарвлених сполук; замість них утворюються інші комплекси, не забарвлені, але більш стійкі: Ca-трилон-Б + Mg-трилон-Б.

Визначення суми $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ здійснюють у присутності індикатора хромогена чорного, який лише в лужному середовищі (рН=10) утворює розчинні забарвлені комплекси з даними катіонами. Тому до розчину додають аміачний буфер. За таких умов розчин набуває вишнево-червоного забарвлення.

При титруванні трилоном-Б всі катіони Ca^{2+} і Mg^{2+} зв'язуються у новий комплекс, а забарвлення розчину змінюється від вишнево-червоного до синього або зеленувато-синього. Схематично реакцію можна записати так:



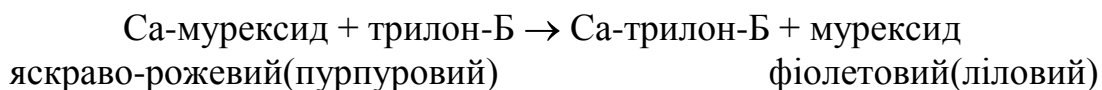
вишнево-червоний

синій або зеленувато-синій

Визначення одного лише кальцію здійснюють у присутності індикатора мурексиду при рН 12, що досягається при додаванні розчину NaOH або KOH.

Мурексид вступає в реакцію лише з катіоном Ca^{2+} , утворюючи з ним комплексну сполуку, забарвлену в пурпуровий (яскраво-рожевий) колір.

При титруванні трилоном-Б цей забарвлений комплекс руйнується і розчин набуває фіолетового (лілового) кольору. Схематично реакцію можна записати так:



Хід аналізу. На хіміко-технічних терезах зважують 5–10 г повітряно-сухого ґрунту, підготовленого до аналізу (для ґрунтів важких, з великим вмістом гумусу – 5 г, для легких, малогумусних – 10 г). Потім його висипають у фарфорову чашку, заливають 1,0 н розчином оцтовокислого амонію з рН 6,6–7,0 (20–30 мл) і здійснюють обробку методом декантації.

Вміст чашки (після кожного розмішування ґрунту скляною паличкою з гумовим наконечником і відстоювання) переносять на лійку з фільтром, під яку підставлена конічна колба місткістю 500–750 мл. Декантацію закінчують, коли об'єм фільтрату в колбі буде дорівнювати 200–300 мл. Потім весь ґрунт з чашки (по паличці) переносять на фільтр і продовжують промивання оцтовокислим амонієм до відсутності реакції на кальцій.

Якісну пробу на повноту витіснення Ca^{2+} проводять з хромогеном чорним. Для цього в пробірку набирають 2–3 мл фільтрату з-під лійки і додають 3 краплі хромогену чорного. Відсутність вишнево-червоного забарвлення у пробірці вказує на повне витіснення обмінних катіонів кальцію та магнію з ґрунту.

Після повного витіснення обмінних катіонів, фільтрат переносять у мірну колбу на 500 мл, доводять до риски і перемішують. Піпеткою відбирають аліквотну частину розчину (50–100 мл), виливають у фарфорову чашку і випарюють насухо на водяній бані. Органічну речовину руйнують декількома краплями перекису водню і 10%-ного розчину HNO_3 . Потім сухий залишок прожарюють у муфельній печі при температурі 400°C . Отриманий залишок розчиняють у 10 мл 10%-ного розчину HCl , розбавляють гарячою дистильованою водою і фільтрують у мірну колбу на 200 мл.

11.2.4.Визначення суми обмінних кальцію і магнію

Хід аналізу. Відбирають піпеткою 50 мл аліквоти в конічну колбу місткістю 250 мл. Розбавляють дистильованою водою до 100 мл. Додають 1–2 мл 5%-ного розчину солянокислого гідроксиламіну (для усунення впливу іонів марганцю), кілька кристалів диетилдитіокарбамату натрію (для зв'язування іонів міді) і 15 мл хлоридно-аміачного буферу для створення лужного середовища. Всипають 10–15 мг індикатора хромогена чорного і титрують 0,05н розчином трилону-Б при енергійному перемішуванні до переходу забарвлення від вишнево-червоного через лілове (фіолетово-синє) у чисто-голубе в точці еквівалентності.

Титрування рекомендується проводити зі "свідком" – свідомо перетитрованою пробою.

Розрахунки вмісту суми кальцію і магнію виконують за формулою:

$$A = \frac{a \cdot 0,05 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{p}$$

(94)

де А - сумарний вміст Ca^{2+} і Mg^{2+} , мг-екв на 100 г ґрунту; а - кількість трилону-Б, витраченого на титрування, мл; 0,05 - нормальність трилону-Б; 100 - коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; р - наважка ґрунту, яка відповідає кількості витяжки, взятої для титрування, г; K_{H_2O} - коефіцієнт перерахунку на суху наважку ґрунту.

11.2.5. Визначення обмінного кальцію

Хід аналізу. Відбирають піпеткою 50 мл аликвоти в конічну колбу на 250 мл і доливають до 100 мл дистильованою водою. Додають 1-2 мл 10%-ного розчину NaOH, для створення рН середовища $\geq 12,5$. Вносять індикатор мурексид (20-30мг), перемішують розчин і титрують 0,05 н розчином трилону-Б при енергійному перемішуванні до переходу рожевого забарвлення в фіолетове.

Титрування вважається закінченим, якщо фіолетове забарвлення не змінює своєї інтенсивності від зайвих 1-2 крапель трилону-Б. Його рекомендується проводити зі "свідком" - свідомо перетитрованою пробєю.

Вміст Ca^{2+} розраховують за формулою:

$$B = \frac{a \cdot 0,05 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{p}$$

(95)

де В - вміст Ca^{2+} , мг-екв на 100 г ґрунту. Інші позначення такі, як і при розрахунках суми Ca^{2+} і Mg^{2+} .

Вміст Mg^{2+} розраховують за формулою:

$$C = A - B$$

(96)

де С - вміст Mg^{2+} , мг-екв на 100 г ґрунту; А - вміст $Ca^{2+} + Mg^{2+}$, мг-екв на 100 г ґрунту; В - вміст Ca^{2+} , мг-екв на 100 г ґрунту.

Приклад розрахунків. Наважка ґрунту, взятого для аналізу, становить 10 г; K_{H_2O} - 1,04; загальний об'єм розчину - 500 мл; на випаровування взято 100 мл фільтрату; прожарений залишок розчинено в 200 мл дистильованої води; для аналізу взято по 50 мл розчину; на титрування витрачено а = 3,5 та 2,8 мл 0,05 н розчину трилону-Б.

Розраховуємо наважку ґрунту, яка відповідає кількості витяжки, взятої для титрування:

500 мл відповідає 10 г ґрунту, отже 100 мл фільтрату відповідає 2 г ґрунту; прожарений залишок розчинили в 200 мл (2 г); на титрування взято 50 мл, що відповідає 0,5 г ґрунту.

Отримані дані підставляємо у формули 94, 95, 96:

$$A = \frac{3,5 \cdot 0,05 \cdot 100 \cdot 1,04}{0,5} = 36,4 \text{ мг-екв на } 100 \text{ г ґрунту};$$

$$B = \frac{2,8 \cdot 0,05 \cdot 100 \cdot 1,04}{0,5} = 29,1 \text{ мг-екв на } 100 \text{ г ґрунту};$$

$$C = 36,4 - 29,1 = 7,3 \text{ мг-екв на } 100 \text{ г ґрунту}.$$

Отже, в нашому прикладі вміст обмінного кальцію становить 29,1, а магнію - 7,3 мг-екв на 100 г ґрунту.

Посуд і реактиви. Фарфорова чашка на 100 мл. Скляна паличка з гумовим наконечником. Лійка діаметром 10-12 см. Колба конічна місткістю 500-750 мл, колби мірні на 500 і 200 мл. Піпетка на 50 мл. Колба конічна на 250 мл - 2 шт. Розчин оцтовокислого амонію - 1 н. Розчин H_2O_2 - 30%-ний. Розчин HNO_3 - 10%-ний. Розчин HCl - 10%-ний. Вода дистильована, очищена від домішок іонів кальцію, магнію та міді. Трилон-Б - 0,05 н розчин. Розчин солянокислого гідроксиламіну ($\text{NH}_2\text{OH} \cdot \text{HCl}$) - 5%-ний. Сіль діетилдитіокарбому натрію ($\text{C}_5\text{H}_{10}\text{NS}_2\text{Na} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$). Хлоридно-аміачний буфер. Розчин NaOH - 10%-ний. Індикатори: хромоген чорний і мурексид.

11.2.6. Визначення обмінних калію і натрію на полуменевому фотометрі

У витяжці 1,0 н оцтовокислого амонію обмінні катіони калію і натрію визначають на полуменевому фотометрі.

Якщо ґрунт містить легкорозчинні солі, то паралельно ведуть обробку його дистильованою водою. У водній витяжці також визначають вміст K^+ та Na^+ на полуменевому фотометрі (холосте визначення), яке дає поправку на легкорозчинні солі. Різниця результатів аналізу в розчині оцтовокислого амонію і водній витяжці дає дійсний вміст обмінних калію та натрію.

Після підготовки полуменевого фотометру до роботи (див. інструкцію) проводять його калібрування за шкалою зразкових розчинів. Для приготування шкали в мірні колби на 200 мл відміряють таку кількість вихідного зразкового розчину:

Номер зразкового розчину	1	2	3	4	5	6	7
Кількість вихідного зразкового розчину, мл			0	1	2	5	10
Вміст K^+ (Na^+), мг/мл			0	5	10	25	50

Розчин у колбах доводять до риски 1,0 н розчином $\text{CH}_3\text{COONH}_4$.

Встановлюють полуменевий фотометр на нуль за допомогою зразкового розчину №1. Після цього починають визначення концентрації калію (натрію) з вимірювання стандартних розчинів відомих концентрацій, а потім досліджуваних. У кожному з них вимірювання проводять тричі і розраховують середню арифметичну величину.

За даними показників шкали полуменевого фотометра і вмісту K^+ (Na^+) в зразкових розчинах, будують калібрувальний графік, за яким визначають концентрацію елемента в досліджуваному розчині.

Вміст K^+ або Na^+ розраховують за формулою:

$$K^+(Na^+) = \frac{a \cdot V \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{p \cdot 1000}$$

(97)

де $K^+(Na^+)$ – вміст калію (натрію), мг на 100 г ґрунту; a – концентрація $K^+(Na^+)$, знайдена за калібрувальним графіком, мг/л; V – загальний об'єм досліджуваного розчину, мл; 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; 1000 – коефіцієнт перерахунку кількості мг $K^+(Na^+)$ на 1 мл розчину; K_{H_2O} – коефіцієнт перерахунку на сухий ґрунт; p – наважка ґрунту, г.

При потребі розрахувати вміст $K^+(Na^+)$ в процентах від маси ґрунту використовують ту саму формулу (98), а кінцевий результат ділять на 1000 (для переведення міліграмів у грами).

Для розрахунку $K^+(Na^+)$ в мг-екв на 100 г ґрунту кінцевий результат ділять на еквівалентну масу елементів – відповідно на 39,1 та 23,0.

Приклад розрахунків. Наважка ґрунту, взятого для аналізу – 10 г; K_{H_2O} – 1,04; загальний об'єм розчину – 500 мл; концентрація знайдена за калібрувальним графіком a_{Na^+} – 1,65 мг/л; a_{K^+} – 6,80 мг/л.

Підставляємо дані у формулу 97 і робимо розрахунки

$$Na^+ = \frac{1,65 \cdot 500 \cdot 100 \cdot 1,04}{10 \cdot 1000} = 8,58 \text{ мг на 100 г ґрунту;}$$

$$Na^+ = 8,58 : 1000 = 0,0086\%;$$

$$Na^+ = 8,58 : 23,0 = 0,37 \text{ мг-екв на 100 г ґрунту.}$$

$$K^+ = \frac{6,80 \cdot 500 \cdot 100 \cdot 1,04}{10 \cdot 1000} = 35,4 \text{ мг на 100 г ґрунту;}$$

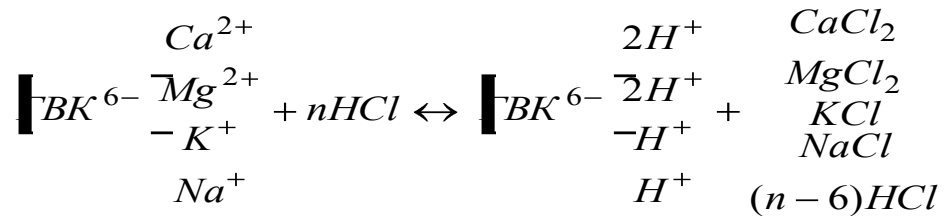
$$K^+ = 35,4 : 1000 = 0,0354\%;$$

$$K^+ = 35,4 : 39,1 = 0,905 \text{ мг-екв на 100 г ґрунту.}$$

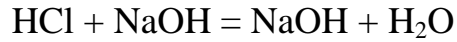
Прилад, посуд і реактиви. Полуменевий фотометр. Колби мірні на 1000 мл – 1 шт., на 200 мл – 7 шт., стакани скляні на 50 мл – 10 шт., вихідний зразковий розчин (1,908 г хімічно чистого KCl або 2,542 г хімічно чистого NaCl зважують з помилкою до 0,001г, розчиняють у мірній колбі у 1,0 н розчині CH_3OONH_4 , доводячи ним об'єм розчину до 1 л). В 1 мл даного розчину міститься 1 мг $K^+(Na^+)$.

11.2.7. Визначення суми обмінних основ за методом Каппена-Гільковиця

Суть методу. Метод заснований на обробці ґрунту точно визначеною кількістю 0,1 н розчину HCl. При взаємодії HCl з ґрунтом катіони водню соляної кислоти витісняють з ГВК обмінні основи (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ та ін.) і стають на їх місце у еквівалентній кількості. Обмінна реакція між ґрунтом і розчином HCl відбувається за схемою



Кількість HCl, що залишилася, визначають титруванням:



Знаючи вміст кислоти до і після взаємодії з ґрунтом, за різницею визначають суму обмінних основ.

Хід аналізу. На технічних терезах зважують 20 г повітряносухого ґрунту, просіяного крізь сито з діаметром отворів 1 мм. Наважку висипають у колбу на 200–250 мл і приливають з бюретки або мірної колби 100 мл 0,1 н розчину HCl, збовтують на ротаторі 1 годину і залишають на добу. Після цього збовтують суспензію і фільтрують крізь складчастий фільтр (біла стрічка), перенісши весь ґрунт на лійку. Перші мутні порції фільтрату відкидають. Потім піпеткою відбирають 50 мл прозорого фільтрату в конічну колбу на 100–250 мл, додають 1–2 краплі фенолфталеїну і відтитровують надлишок соляної кислоти 0,1 н розчином NaOH до блідо-рожевого забарвлення, яке не зникає протягом хвилини.

Паралельно проводять холосте титрування. Для цього в колбу на 100–250 мл відбирають піпеткою 50 мл 0,1 н розчину HCl, додають 1–2 краплі фенолфталеїну і відтитровують надлишок соляної кислоти 0,1 н розчином NaOH до блідо-рожевого забарвлення, яке не зникає протягом хвилини.

Розраховують суму обмінних основ за формулою:

$$S = \frac{(a - b) \cdot 0,1 \cdot K_{NaOH} \cdot 2 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{p}, \quad (98)$$

де S – сума обмінних основ, мг-екв на 100 г ґрунту; a – кількість мл NaOH, витрачених на холосте титрування; b – кількість мл NaOH, витрачених на титрування фільтрату; 0,1 – нормальність розчину NaOH; K_{NaOH} – поправка до титру NaOH; 2 – коефіцієнт перерахунку на весь об'єм фільтрату; 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H_2O} – коефіцієнт перерахунку на суху наважку ґрунту; p – наважка ґрунту, г.

Приклад розрахунків. Наважка повітряносухого ґрунту 20 г. Взято для титрування 50 мл фільтрату. Витрачено на титрування фільтрату 28 мл 0,1 н розчину NaOH. На холосте титрування фільтрату пішло 50 мл 0,1 н розчину NaOH. $K_{NaOH}=1$. $K_{H_2O} = 1,02$.

Сума обмінних основ у мг-екв на 100 г ґрунту за формулою 98 буде дорівнювати:

$$S = \frac{(50 - 28) \cdot 0,1 \cdot 1 \cdot 2 \cdot 100 \cdot 1,02}{20} = 22,4$$

Посуд і реактиви. Колби плоскодонні на 250 мл – 2 шт., колби конічні на 100–150 мл – 2 шт. Мірна колба на 100 мл. Лійка. Піпетка на 50 мл. Бюретка

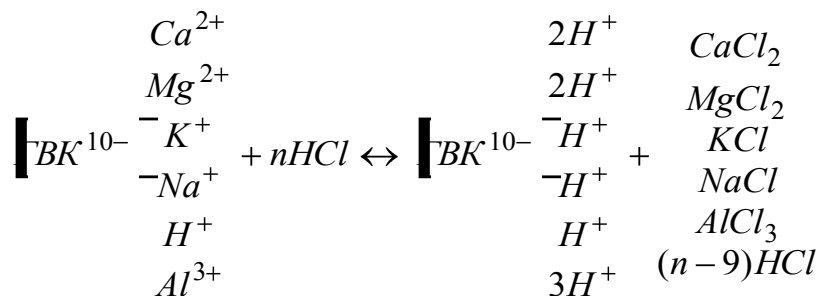
на 50 мл. Фільтри пухкі (біла або жовта стрічка). Титрований розчин 0,1 н HCl. Титрований розчин 0,1 н С. Індикатор – фенолфталеїн.

11.2.8. Визначення ємності катіонного обміну ґрунтів за методом П.В.

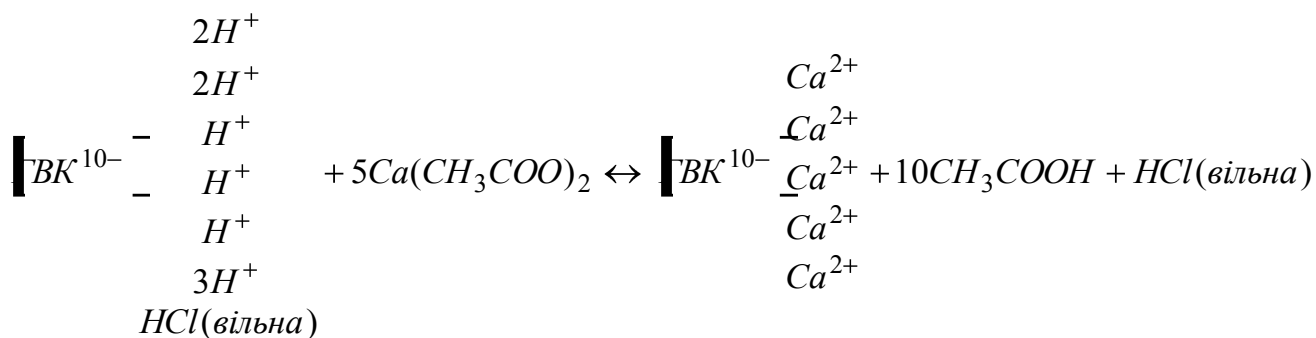
Захарчука

Це універсальний метод, яким можна визначати місткість катіонного обміну (E_0) як у безкарбонатних, так і в карбонатних ґрунтах. Він надійний при виконанні, чим помітно відрізняється від інших методів.

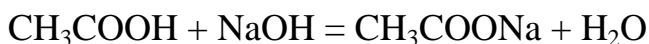
Суть методу. Наважку ґрунту обробляють 0,05 н розчином HCl (методом декантації) до повного витіснення з ГВК обмінних катіонів за схемою



Насичений іонами водню ґрунт обробляють 1,0 н розчином ацетату кальцію. За таких умов відбувається заміщення увібраних катіонів водню на кальцій з утворенням оцтової кислоти за схемою:



Оцтову кислоту, яка утворилася, відтитрують лугом (0,1 н NaOH), за витратами якого судять про місткість вбирання катіонів ґрунтом. Реакція проходить за схемою:



Кількість вільної соляної кислоти, яку утримує ґрунт і фільтр, враховують у паралельному визначенні й віднімають від знайденої величини місткості вбирання. Реакція відбувається за схемою

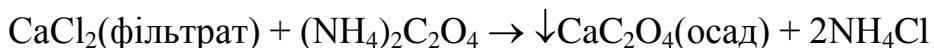


Карбонатні ґрунти обробляють 0,1 н розчином HCl до повного руйнування вільних карбонатів (припинення «скипання»). Потім переходять на обробку ґрунту 0,05 н розчином HCl.

Проба на карбонатність ґрунту. Беруть 1 г повітряносухого ґрунту у фарфорову чашку, змочують кількома краплями дистильованої води і додають 1–2 мл 10%-ного розчину HCl. «Скипання» свідчить про наявність вільних карбонатів.

Хід аналізу. На технічних терезах зважують дві наважки по 10 г підготовленого до аналізу ґрунту і висипають у фарфорові чашки на 100–150 мл. У кожну чашку приливають по 50 мл 0,05н розчину соляної кислоти. Вміст чашок перемішують скляною паличкою з гумовим наконечником і, давши суспензії відстоятися, зливають рідину по паличці на фільтри (середньої щільності, однакового розміру), які вкладено у лійки, котрі вставлені в колби місткістю 250–500 мл. У чашки знов приливають по 50 мл соляної кислоти, перемішують і дають відстоятися суспензії. Після відстоювання рідину зливають на фільтри. Дану операцію повторюють 3–5 разів. Потім ґрунт з чашок переносять на фільтри за допомогою промивалки 0,05н розчином HCl і, додаючи однакову кількість кислоти, промивають до повного витіснення кальцію. Повноту витіснення визначають у пробі фільтрату приблизно 50 мл, нейтралізованого водним розчином аміаку (NH₄OH), приливанням 5 мл насиченого розчину щавлевокислого амонію з наступним кип'ятінням і відстоюванням протягом 20 хвилин.

При наявності кальцію випадає білий кристалічний осад CaC₂O₄ за схемою



Відсутність у пробі осаду вказує на повне витіснення кальцію з наважки ґрунту.

Останню порцію кислоти, після закінчення витіснення кальцію, приливають на обидва фільтри, заповнюючи їх приблизно на 5 мм нижче вінця і дають повністю стекти розчину соляної кислоти з фільтрів.

Обережно знімають з однієї лійки фільтр разом з ґрунтом і переносять у конічну колбу місткістю 250 мл. Приливають 100 мл 1,0н розчину Ca(CH₃COO)₂, збовтують протягом 30 хвилин, дають відстоятися і фільтрують рідину крізь беззольний фільтр у мірну колбу на 250 мл.

У колбу із залишком ґрунту і фільтрату знову приливають 25 мл 1,0 н розчину Ca(CH₃COO)₂, збовтують 2–3 хвилини і відфільтровують у ту саму мірну колбу. Операцію повторюють, поки не зберуть 250 мл фільтрату.

Фільтрат у мірній колбі добре збовтують і піпеткою відбирають 50 мл. Відібрану пробу вміщують у хімічний стакан на 100–150 мл, додаючи три краплі фенолфталеїну і титрують 0,1н розчином NaOH до такого блідо-рожевого забарвлення, яке дають 50 мл вихідного розчину Ca(CH₃COO)₂ з трьома краплями фенолфталеїну.

Загальну кількість увібраного ґрунтом водню та вільного водню соляної кислоти, який утримується ґрунтом і фільтром, розраховують за формулою

$$H_1 = \frac{a_1 \cdot n \cdot K_{\text{NaOH}} \cdot 5 \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{p} \quad (\text{мг-екв на 100 г ґрунту}), \quad (99)$$

де a_1 – кількість мілілітрів NaOH, витраченого на титрування 50 мл фільтрату; n – нормальність розчину NaOH; K_{NaOH} – поправковий коефіцієнт на нормальність розчину; 5 – коефіцієнт перерахунку на весь

фільтрат (250 мл); 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H_2O} – коефіцієнт гігроскопічності ґрунту; p – наважка сухого ґрунту, г.

Другу наважку ґрунту разом з фільтром вміщують у попередньо зважену суху конічну колбу місткістю 250 мл і зважують на технічних терезах.

За різницею між масою колби з мокрою наважкою і масою порожньої сухої колби, сухої наважки ґрунту та фільтру розраховують кількість вільної соляної кислоти, яку увібрали ґрунт і фільтр у процесі промивання (в грамах).

Далі в колбу з бюретки приливають стільки дистильованої води, щоб її кількість разом з HCl, яку увібрали ґрунт і фільтр (розраховано при зважуванні), дорівнювала 100 мл. Вміст колби збовтують протягом 10 хвилин і відфільтровують крізь щільний беззольний фільтр у суху колбу.

50 мл отриманого фільтрату піпеткою переносять у хімічний стакан місткістю 100 – 150 мл і титрують вільну соляну кислоту, яку увібрали ґрунт та фільтр (увібрані іони водню не титруються) у присутності двох крапель фенолфталеїну 0,1 н розчином NaOH до слабкорожевого забарвлення, яке не зникає протягом 1 хвилини. При титруванні у присутності бромтімолбляу – до слабкоблакитного забарвлення.

Кількість водню вільної соляної кислоти, яку увібрали ґрунт і фільтр, розраховують за формулою

$$H_2 = \frac{a_2 \cdot n \cdot K_{NaOH} \cdot 2 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{p} \text{ (мг-екв на 100 г ґрунту),} \quad (100)$$

де a_2 – кількість мілілітрів NaOH, витрачених на титрування 50 мл фільтрату; n – нормальність розчину NaOH; K_{NaOH} – поправковий коефіцієнт на нормальність розчину NaOH; 2 – коефіцієнт перерахунку на весь фільтрат (100 мл); 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H_2O} – коефіцієнт гігроскопічності ґрунту; p – наважка сухого ґрунту, г.

За різницею між величиною H_1 і H_2 знаходимо значення місткості вбирання ґрунту в мг-екв на 100 г ґрунту.

Приклад розрахунків. Наважка ґрунту 5 г, кількість мілілітрів NaOH, витрачених на 50 мл фільтрату при обробці ґрунту 1,0 н розчином $Ca(CH_3COO)_2$ – 3,26. Кількість мілілітрів NaOH, витрачених на титрування 50 мл фільтрату при обробці ґрунту дистильованою водою (вільної соляної кислоти) – 0,18. Нормальність NaOH – 0,1; K_{NaOH} – 1,0; K_{H_2O} – 1,02.

Отже, кількість увібраного ґрунтом водню і водню, увібраного ґрунтом та фільтром соляної кислоти за формулою 99 дорівнюватиме:

$$H_1 = \frac{3,26 \cdot 0,1 \cdot 1 \cdot 5 \cdot 100 \cdot 1,02}{5} = 33,2 \text{ мг-екв на 100 г ґрунту.}$$

Кількість водню, увібраного ґрунтом і фільтром соляної кислоти згідно з формулою 100, становитиме:

$$H_2 = \frac{0,18 \cdot 0,1 \cdot 1 \cdot 5 \cdot 100 \cdot 1,02}{5} = 0,73 \text{ мг-екв на 100 г ґрунту.}$$

Місткість вбирання (E_0) буде дорівнювати

$$E_0 = 33,2 - 0,73 = 32,47 \text{ мг-екв на } 100 \text{ г ґрунту.}$$

Посуд і реактиви. Фарфорові чашки на 100-150мл – 2 шт., скляні палички по 10 см з гумовим наконечником – 2 шт., колби конічні на 250 мл – 2 шт., лійки діаметром 6-8 см – 2 шт., колба мірна на 250 мл, колби місткістю 250 мл (сухі) – 2 шт., хімічні стакани на 100-150 мл – 2 шт., піпетка на 50 мл, розчин 0,05н HCl. Розчин 1,0н оцтовокислого кальцію – $\text{Ca}(\text{CH}_3\text{COO})_2$ – 25 мл такого розчину від однієї краплі фенолфталеїну дають слаборожеве забарвлення. Розчин 0,1н NaOH. Індикатор – фенолфталеїн.

11.2.9. Визначення обмінного натрію за методом М.М. Годліна

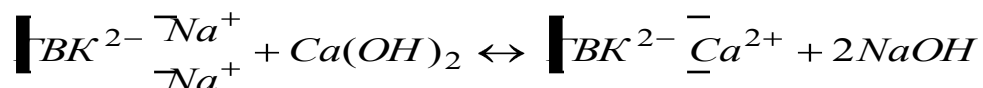
Даний метод дає задовільні результати, а за технікою і швидкістю виконання – зручніший від інших. Застосовують його для визначення обмінного натрію в безкарбонатних і карбонатних ґрунтах, які не містять легкорозчинних солей та гіпсу.

Для якісного визначення наявності в ґрунті легкорозчинних солей і гіпсу приблизно 1 г ґрунту обробляють п'ятикратним об'ємом дистильованої води, а для проби на гіпс – 1%-им розчином HCl. Суспензію фільтрують і в фільтраті проводять якісні проби на Cl^- (з AgNO_3), SO_4^{2-} (з BaCl_2) та на Ca^{2+} (з $(\text{NH}_4)_2\text{C}_2\text{O}_4$).

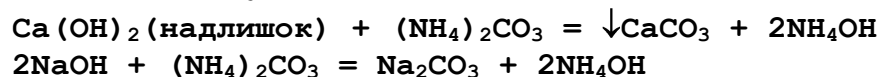
Обмінні катіони, в тому числі і Na^+ , можна кількісно витіснити з ґрунту катіоном любої солі, який не входить до складу обмінних катіонів ґрунту і аніон якої не утворює з останніми нерозчинних сполук.

Увібрані та вільні катіони Ca^{2+} не заважають визначенню обмінного Na^+ за даним методом.

Суть методу. Визначення обмінного натрію за даним методом засновано на його витісненні з ГВК розчином $\text{Ca}(\text{OH})_2$ – вапняковим молоком, або розчином $\text{Ba}(\text{OH})_2$ – баритова модифікація за рівнянням



При подальшій обробці фільтрату розчином вуглекислого амонію $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ надлишок $\text{Ca}(\text{OH})_2$ у вигляді CaCO_3 видаляють шляхом фільтрування, а присутні у розчині NaOH переводять у вуглекислий натрій. Реакція відбувається за схемою



При випаровуванні фільтрату досуха видаляють NH_4OH за схемою



Осад Na_2CO_3 розчиняють у дистильованій воді і визначають вміст обмінного натрію титруванням 0,05 н розчином H_2SO_4 у присутності індикатора метилрота до слаборожевого забарвлення за рівнянням



При підвищеній солонцюватості ґрунтів (понад 0,5% обмінного натрію на 100 г ґрунту) доцільно застосовувати баритову модифікацію.

Якщо в ґрунті присутні легкорозчинні солі (NaCl , CaCl_2 , Na_2SO_4), тобто він солончакуватий, наважку необхідно попередньо промити від солей дистильованою водою, або 50%-ним розчином

етилового спирту.

Хід аналізу. Після перевірки ґрунту на відсутність у ньому легкорозчинних солей і гіпсу (якісна проба) на технічних терезах беруть наважку ґрунту, просіяного крізь сито з отворами діаметром 1 мм, 10-20 г (чим більше передбачений вміст обмінного натрію, тим менша наважка) і вміщують її у конічну колбу місткістю 1500 мл.

У колбу приливають 1000 мл вапнякового молока ($\text{Ca}(\text{OH})_2$), ретельно збовтують і залишають на три години, протягом яких суспензію збовтують ще 5-10 разів.

Через три години вміст колби збовтують і фільтрують крізь складчастий фільтр у мірну колбу на 250 мл. У фільтраті міститься витіснений з ґрунту обмінний натрій у формі NaOH і надлишок $\text{Ca}(\text{OH})_2$ вапнякового молока.

Відміряний фільтрат (250мл) переносять у термостійкий хімічний стакан місткістю 400-500 мл і для осадження надлишку $\text{Ca}(\text{OH})_2$ приливають 30 мл 10%-ного розчину $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ і 1мл 10%-ного розчину NH_4OH .

Вміст стакана нагрівають до кипіння і випаровують рідину приблизно на 1/3 об'єму. Для повноти осадження $\text{Ca}(\text{OH})_2$ в стакан повторно приливають 10 мл 10%-ного розчину $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ і 0,5 мл 10%-ного розчину NH_4OH . За таких умов з нього випадає білий кристалічний осад CaCO_3 .

Розчин аміаку необхідно приливати для запобігання гідролізу вуглекислого амонію; NaOH , який міститься у фільтраті, переходить у форму карбонату натрію (Na_2CO_3).

Розчин фільтрують крізь щільний фільтр, ретельно промиваючи осадок на дні стакана (8-10 разів) методом декантації 2,5%-ним розчином $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$, кожний раз даючи стекти всій рідині з осаду.

Фільтрат для руйнування $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$ і повного виділення аміаку (NH_3) випаровують у фарфоровій чашці на водяній бані досуха. В чашці залишається сухий осад вуглекислого натрію (Na_2CO_3). Його розчиняють у гарячій добре прокип'яченій дистильованій воді (звільненій від CO_2) і в гарячому стані титрують 0,05 н розчином H_2SO_4 в присутності індикатора метилрота або метилоранжу до блідорожевого забарвлення. В кінці титрування (при з'явленні перших ознак порожевіння) чашку з розчином нагрівають до кипіння для вилучення CO_2 і дотитровують 0,05 н розчином H_2SO_4 , на що витрачається ще 2-3 краплі кислоти.

Вапнякове молоко часто містить невеликі домішки лужних металів (K^+ , Na^+), тому для їх врахування роблять холосте визначення у 250 мл фільтрату вапнякового молока аналогічно описаному методу і вносять поправку на титрування.

Кількість обмінного натрію розраховують за формулою

$$Na = \frac{(a - b) \cdot n \cdot K_{\text{H}_2\text{SO}_4} \cdot 4 \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{p}, \quad (101)$$

де Na – кількість обмінного натрію, мг-екв на 100 г ґрунту; a – кількість мілілітрів 0,05 н H_2SO_4 , яка пішла на титрування проби (250 мл); b – кількість мілілітрів 0,05 н H_2SO_4 , яка пішла на холосте титрування при визначенні лужних металів у вапняковому молоці (250 мл); n – нормальність розчину н H_2SO_4 ; $K_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ – поправка до нормальності розчину н H_2SO_4 ; 4 – коефіцієнт переводу взятого розчину (250 мл) на весь його об'єм (1000 мл); 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ – коефіцієнт гігроскопічності; p – наважка ґрунту, г.

Для визначення кількості натрію в процентах, отримане значення в мг-екв на 100 г ґрунту множать на еквівалентну масу натрію (23) і ділять на 1000.

Приклад розрахунків. Наважка сухого ґрунту 10 г. Коефіцієнт гігроскопічності – 1,04. Прилито вапнякового молока 1000 мл. Взято фільтрату для аналізу 250 мл. Пішло на титрування робочого розчину 5,2 мл, холостого – 0,3 мл 0,05 н H_2SO_4 . $K_{H_2SO_4} = 1$.

На титрування вуглекислого натрію, який міститься у 250 мл робочого розчину, пішло:

$$5,2 - 0,3 = 4,9 \text{ мл } 0,05 \text{ н } H_2SO_4.$$

Вміст обмінного натрію в ґрунті за формулою 101 буде становити:

$$Na^+ = \frac{(5,2 - 0,3) \cdot 0,05 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 100 \cdot 1,04}{10} = 10,4 \text{ мг-екв на } 100 \text{ г ґрунту};$$

$$Na^+ = \frac{10,4 \cdot 23}{1000} = 0,24\% .$$

Посуд і реактиви. Колба конічна місткістю 1500 мл. Колба мірна на 250 мл. Хімічний стакан, термостійкий на 400-500 мл. Лійка діаметром 10-12 см. Фарфорова чашка на 100 мл. Вапнякове молоко $Ca(OH)_2$ – насичений розчин. Розчин $(NH_4)_2CO_3$ – 10%-ний та 2,5%-ний. Розчин NH_4OH 10%-ний. Розчин H_2SO_4 0,05 н. Індикатор метилоранж або метилрот.

11.2.10. Вплив складу обмінних катіонів на фізико-механічні властивості ґрунтів

Приготування зразків ґрунтів, насичених різними катіонами

Впевнитись про зміни фізико-механічних властивостей можна, якщо одній і той же ґрунт штучно наситити різними катіонами та дослідити зразки ґрунту на структурний стан (візуально), фільтраційну здатність, зв'язність, липкість, стан колоїдів.

Хід роботи. Для насичення ґрунту різними катіонами відсіяні структурні агрегати ґрунту розкласти на лійки з фільтрами. Кількість зразків ґрунту повинна відповідати кількості катіонів, якими буде насичуватись даний ґрунт: по одному зразку на кожний катіон. Маса ґрунту для насичення окремими катіонами залежить від кількості передбачених досліджень з насиченими зразками. У зв'язку з цим вибирають необхідний розмір лійок. Лійки з ґрунтом на фільтрах встановлюють у штатив або на конічні колби (місткістю 450-1000 мл), приливаючи по паличці невеликими порціями на кожну лійку 1 н розчини солей хлоридів, насичують зразки ґрунту катіонами: Fe^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , H^+ .

Щоб не відбулось механічного руйнування структурних агрегатів, ґрунт на фільтрі накривають фільтрувальним папером.

Зразки ґрунту насичують до повного витіснення катіонів кальцію (за винятком зразка, який до насичується кальцієм). Висновок про повноту витіснення кальцію роблять по його відсутності у фільтраті (проба з щавлево-кислим амонієм). Зазвичай, насичення припиняють, якщо через ґрунт профільтрувалось близько 600-900 мл розчину солі. Після насичення відповідними катіонами ґрунт на лійках необхідно тричотири рази промити дистильованою водою, даючи воді щоразу повністю профільтруватися крізь ґрунт, щоб концентрація солей в насичених зразках стала нижче порогу коагуляції. Зразки ґрунту,

насичені різними катіонами просушують і використовують для подальших досліджень.

Дослідження фільтраційних властивостей ґрунту

Для вивчення в лабораторних умовах фільтраційних властивостей ґрунту використовують зразки, насичені окремими катіонами. До ґрунту на лійці з фільтром приливають по паличці дистильовану воду таким чином, що рівень води в лійці над ґрунтом був постійним. Через однакові проміжки часу вимірюють кількість води, яка профільтрувалась крізь зразки або підраховують кількість її крапель в кожний наступний відрізок часу. На підставі 20-30 одно- або двохвилинних підрахунків води, яка профільтрувалась крізь ґрунт, будують графіки зміни швидкості фільтрації за часом (наносять на графіки криві фільтрації, одержані для кожного зразка ґрунту, насиченого окремими катіонами): в певному масштабі на осі ординат відкладають кількість води, яка профільтрувалась крізь зразок ґрунту за кожен наступну одиницю часу; на осі абсцис – інтервали відповідні кожному наступному підрахунку; сполучаючи для кожного зразка точки пересічення ліній, одержують характерні криві фільтрації, які наочно ілюструють зміну фільтраційної здатності ґрунту в залежності від насичення його певним катіоном.

Виконавши роботу та побудувавши графік зміни швидкості фільтрації у часу для зразків ґрунту, насиченого окремими катіонами, слід зробити висновки, відповівши на такі питання:

1. Чи була однаковою початкова швидкість фільтрації в різних зразках зразках?
2. Як вплинуло на швидкість фільтрації насичення зразків одно- дво- та тривалентними катіонами?
3. Внаслідок чого фільтраційна здатність зразків насичених натрієм та калієм, з часом затухає?
4. Як відбувалась фільтрація води крізь ґрунт, насичений воднем, магнієм?
5. Порівняйте лабораторні спостереження з аналогічними явищами у відповідних ґрунтах у природі.

Після дослідження фільтраційних властивостей ґрунту визначають вплив штучного насичення ґрунту різними катіонами на питому липкість та зв'язність ґрунту

Результати вивчення впливу обмінних катіонів на фізико-механічні властивості ґрунтів записують в табл. 70.

Таблиця 70. Вплив обмінних катіонів на фізико-механічні властивості ґрунтів

Катіони	Забарвлення і прозорість фільтрату	Стан колоїдів	Липкість ґрунту, г/см ²	Зв'язність ґрунту, Кг/см ²
Fe ³⁺				
Ca ²⁺				
Mg ²⁺				
K ⁺				
Na ⁺				

H ⁺				
----------------	--	--	--	--

11.2.11. Визначення карбонатів у ґрунті газоволюметричним методом

Наявність вуглекислих солей кальцію та магнію в ґрунті у кількості 1-10% і більше обумовлює його карбонатність. У складі карбонатів переважає вуглекислий кальцій, тому кількість їх визначається в ґрунтах за вмістом CO₂ у CaCO₃.

Вміст CaCO₃ у верхніх горизонтах ґрунту коливається в межах 0,2-15%. Вниз по ґрунтовому профілю його кількість може збільшуватись до 20-25% і більше. Накопичення карбонатів у нижніх генетичних горизонтах ґрунту пов'язано з вмістом їх у ґрунтоутвірній породі, а у верхніх – ще й із життєдіяльністю нижчих і вищих рослин.

У більшості випадків наявність карбонатів позитивно впливає на ґрунтоутворення і родючість ґрунту. Що стосується відношення сільськогосподарських рослин, то воно – неоднозначне. Для більшості культур CaCO₃ у межах 5-15% сприятливий, за вищого вмісту – значно зменшується рухомість більшості мікроелементів, заліза та магнію, що призводить до захворювання рослин хлорозом.

На фоні високого вмісту CaCO₃ в ґрунті проявлення хлорозу викликають:

- понижена температура та підвищена вологість ґрунту і повітря;
- ущільнення ґрунту і підґрунтя, яке порушує газообмін та аерацію, ускладнює ріст коренів;
- наявність солонцюватості та легкокорозивних солей;
- близьке залягання рівня мінералізованих підґрунтових вод та коливання їх дзеркала.

При вмісті в ґрунті карбонатів до 15% вапняковий хлороз у рослин не виявляється, від 15 до 50% при низькій культурі землеробства відмічається у плодових рослин, а понад 50% - у всіх багаторічних культур: плодіві, виноград, кущові рослини.

Плодові культури по-різному реагують на високий вміст карбонатів у ґрунті. За зменшенням ступеня стійкості до карбонатів їх можна розмістити у наступний ряд: кісточкові – абрикос, слива, вишня, черешня; сім'ячкові – айва, яблуна, груша.

Наявність карбонатів у ґрунті визначають при дії на нього 10%-ним розчином соляної кислоти. За таких умов карбонати "скипають". Реакція відбувається за схемою:



Виділення пухирців вуглекислого газу добре помітне, тому якісне визначення наявності карбонатів здійснюють безпосередньо у польових умовах за допомогою розчину соляної кислоти.

Суть методу. При газоволюметричному методі на ґрунт діють кислотою. Вуглекислий газ, який виділяється, визначають кількісно з урахуванням атмосферного тиску і температури повітря. Далі розраховують вміст карбонатів у відсотках від маси сухого ґрунту.

Хід аналізу. На аналітичних терезах беруть наважку повітряносухого ґрунту, підготовленого до аналізу. Величина наважки від 1 до 5 г залежно від очікуваної кількості карбонатів. Її встановлюють по "скипанню" проби зразка при додаванні 2-3 крапель 10%-ного розчину HCl, враховуючи наступні показники:

“Скипання”	Вміст CaCO ₃ , %	Маса наважки, г
Дуже сильне (бурне)	>10	0,5-1,0
Сильне і тривале	5-10	1,0-1,5
Помітне, але короткочасне	5-3	1,5-2,0
Слабе і короткочасне	3-2	2,0-3,0
Дуже слабе і малопомітне	3-1	3,0-5,0
Відсутнє (прослуховується слабкий шум)	<1	>5,0

Отже, чим менше карбонатів у ґрунті, тим більша наважка для аналізу.

Ґрунт вміщують у банку і кальціметр. Туди ж поставити пінцетом тигель з 20 мл 10%-ного розчину HCl.

Градуйовану скляну трубку з'єднати з атмосферою і банкою, повернувши триходовий кран. Банку з водою поставити на верхню полку і відкрити зажим. Коли рівень води досягне нульової позначки на градуйованій трубці, зажим закрити. Триходовий кран поставити у положення, щоб закрити вихід в атмосферу і лишити прохід з банки до простору над рівнем води у трубці. Банку обережно нахилити й вилити кислоту з тигля на ґрунт. Вуглекислий газ (CO₂), який утворюється внаслідок реакції, частково витісняє з трубки воду, рівень якої тут піднімається.

Швидко перенести банку на нижчу полку і відкрити зажим. Воду заливати в банку до тих пір, поки рівні в обох трубках не стануть на одній висоті. Закривши зажим, банку стряхнути. Вуглекислий газ (CO₂), що виділяється, знову змінить положення рівнів води в трубках. Операцію повторювати до тих пір, поки після стряхування банки рівень води в трубках буде незмінним. За шкалою на трубці відрахувати об'єм CO₂ над рівнем води в міліметрах. Виміряти температуру повітря і атмосферний тиск по барометру в мм ртутного стовпа.

Масу виділеного CO₂ розрахувати за формулою:

$$P = P_1 \cdot V, \quad (102)$$

де P – маса CO₂, який виділився з наважки ґрунту, мг; P₁ – маса 1 мл CO₂ при даному тиску і температурі (табл. 57); V - об'єм CO₂, мл.

Вміст CaCO₃ в ґрунті визначити за формулою:

$$A = \frac{P \cdot 2,272 \cdot 100 \cdot K_{H_2O} \cdot 0,001}{p}, \quad (103)$$

де A – вміст CaCO₃ в ґрунті, % на сухий ґрунт; 2,272 – коефіцієнт перерахунку CO₂ у CaCO₃; 100 – коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H₂O} - коефіцієнт гігроскопічності ґрунту; 0,001 – коефіцієнт перерахунку в грами; p – наважка повітряносухого ґрунту, г.

повітря і тиску, мг	Тиск, мм ртутного	
	769	773
	1,866	1,871
	1,872	1,877
	1,878	1,883
	1,885	1,890
	1,892	1,897
	1,898	1,903
	1,904	1,909
	1,910	1,915
	1,917	1,922
	1,923	1,928
	1,930	1,935
	1,937	1,942

Температур а, °С	742	744,5	747	749	751	753,5	756	758	760	762,5	765	767
	25	1,797	1,803	1,810	1,816	1,82	1,829	1,83	1,842	1,847	1,852	1,85
24	1,803	1,809	1,816	1,822	1,82	1,835	1,84	1,848	1,853	1,858	1,86	1,867
23	1,809	1,815	1,822	1,828	1,83	1,841	1,84	1,854	1,859	1,864	1,86	1,873
22	1,815	1,821	1,828	1,834	1,84	1,847	1,85	1,860	1,865	1,870	1,87	1,880
21	1,822	1,828	1,835	1,841	1,84	1,854	1,86	1,867	1,872	1,877	1,88	1,887
20	1,828	1,834	1,841	1,847	1,85	1,860	1,86	1,873	1,878	1,884	1,88	1,893
19	1,834	1,840	1,847	1,854	1,86	1,866	1,87	1,879	1,884	1,889	1,89	1,899
18	1,840	1,846	1,853	1,859	1,86	1,872	1,87	1,885	1,890	1,895	1,90	1,905
17	1,846	1,853	1,860	1,866	1,87	1,879	1,88	1,892	1,897	1,902	1,90	1,912
16	1,853	1,860	1,866	1,873	1,87	1,886	1,89	1,898	1,903	1,908	1,91	1,918
15	1,859	1,866	1,872	1,879	1,88	1,892	1,89	1,905	1,910	1,915	1,92	1,925
14	1,865	1,872	1,878	1,885	1,89	1,899	1,90	1,912	1,917	1,922	1,92	1,932

Приклад розрахунків. Наважка повітряносухого ґрунту 2 г. Об'єм виділеного CO₂ – 25,2 мл.

Температура повітря 20⁰ С. Атмосферний тиск 765 мм. $K_{H_2O} = 1,03$. Згідно з табл. 64 маса 1 мл CO₂ становить 1,867 мг.

За формулою 102 розраховуємо масу виділеного CO₂, а за формулою 103 – вміст CaCO₃ в ґрунті

$$P = 1,867 \cdot 25,2 = 47,05 \text{ мг};$$

$$A = \frac{47,05 \cdot 2,272 \cdot 100 \cdot 1,03 \cdot 0,001}{2} = 5,51\%$$

Отже, вміст CaCO_3 в досліджуваному ґрунті становить 5,51%.

Прилади, посуд і реактиви. Кальциметр. Барометр. Термометр. Тигель. Дозатор на 20 мл. розчин 10%-ної HCl .

11.3. Методи меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів

В Україні солонці та солонцюваті ґрунти поширені в районах північного і центрального Лівобережного Лісостепу, на Донбасі, в східній частині Харківської області, Присивашші та Причорномор'ї, на Керчинському півострові.

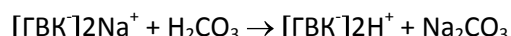
Цим ґрунтам притаманна висока лужність, яка у більшості випадків обумовлена наявністю в них карбонатів лужних і лужноземельних металів. Висока лужність, як і підвищена кислотність, відноситься до негативних властивостей ґрунту. Розрізняють **активну** і **потенційну** лужність.

Активна лужність обумовлена наявністю в ґрунтовому розчині гідролітично лужних солей, при дисоціації яких утворюється в значних кількостях гідросильний іон. При характеристиці активної лужності ґрунтових розчинів розрізняють загальну лужність, лужність від нормальних карбонатів та лужність від гідрокарбонатів (див. розділ 6). За рівнем активної лужності ґрунти поділяють на 3 групи (табл. 72).

Таблиця 72. Рівні лужності ґрунтів

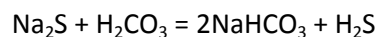
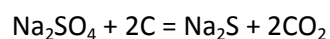
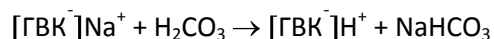
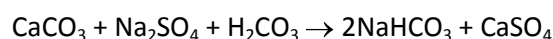
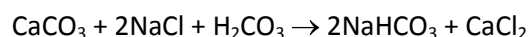
pH_{H_2O}	Рівень лужності ґрунтів	Ґрунт
7,2-7,5	Слабо лужні	Чорнозем південний, каштановий з ознаками солонцюватості
7,6-8,5	Лужні	Солонець і солончакуватий
>8,5	Дуже лужні	Солонець содовий, солончак

Потенційна лужність проявляється в ґрунтах, які містять увібраний натрій. При взаємодії ґрунту з вуглекислою увібраний натрій ГВК замінюється на водень і в ґрунтовому розчині з'являється сода, яка створює лужне середовище

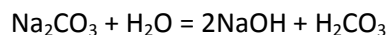
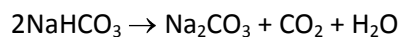


Сильнолужна реакція несприятлива для більшості рослин. Висока лужність обумовлює низьку родючість ґрунтів, несприятливі фізичні та хімічні їх властивості. При pH_{H_2O} понад 8,5 ґрунти у зволоженому стані набрякають, набувають великої в'язкості, здатні до прилипання, стають водонепроникні, у сухому – надто тверді, зцементовані та безструктурні. На таких ґрунтах в посушливі періоди року рослини страждають від нестачі вологи, а у вологі – від нестачі повітря.

Існує декілька шляхів утворення соди в ґрунті – хімічний, колоїдально-хімічний та біохімічний:



Гідрокарбонат натрію, який утворився, може переходити у карбонат натрію, який при взаємодії з водою дає їдкий натр, тобто іони OH⁻.



Сода має негативний вплив на сільськогосподарські культури. При вмісті її в ґрунті 0,005% рослини починають в'янути і гинути.

Поряд з натрієвими солонцями значні площі займають магнієві (малонатрієві) солонці. Особливість цих ґрунтів полягає у високому вмісті у ГВК увібраного магнію (до 50%) при незначному вмісті увібраного натрію. Магнієві солонці мають всі ті ж негативні властивості, що і натрієві. Ліквідувати негативні властивості солонців – основне завдання хімічної меліорації. З цією метою застосовують гіпсування.

11.3.1. Визначення ступеня солонцюватості ґрунтів і доз гіпсу

При вирішуванні питань гіпсування солонців і солонцюватих ґрунтів важливо встановити величину ступеня їх солонцюватості. Даний показник відображає в якій мірі ГВК насичений обмінним натрієм. *Ступінь солонцюватості* розраховують за формулою:

$$A = \frac{a \cdot 100}{E_o} , \quad (104)$$

де А – ступінь солонцюватості, % від МКО; а – вміст обмінного натрію, мг-екв на 100 г ґрунту; E_o – ємність катіонного обміну, мг-екв на 100 г ґрунту; 100 – коефіцієнт для перерахунку в проценти.

Згідно з класифікацією Антипова-Каратаєва, залежно від вмісту увібраного натрію в орному шарі (% від МКО) ґрунти поділяють на 5 груп (табл. 66).

Приклад розрахунків. Вміст обмінного натрію в ґрунті – 9,6; величина МКО – 35,4 мг-екв на 100 г ґрунту. Підставляючи дані у формулу 104 отримуємо:

$$A = \frac{9,6 \cdot 100}{35,4} = 27,1\%$$

Отже, згідно з класифікацією Антипова-Каратаєва даний ґрунт слід віднести до солонців (табл. 73).

Таблиця 73. Класифікація солонцюватих ґрунтів за Антиповим-Каратаєвим

Ступінь солонцюватості ґрунту	Вміст обмінного натрію, %від МКО
Несолонцюватий	<5
Слабкосолонцюватий	5-10
Середньосолонцюватий	10-15
Дуже солонцюватий	15-20
Солонець	>20

Ступінь солонцюватості ґрунту можна визначити за ілювіальністю профілю. Розрахунки ведуть за формулою:

$$N = \frac{B - A}{A + B} \cdot 100 , \quad (105)$$

де N - ступінь ілювіюваності профілю, %; A – вміст мулу в елювіальному горизонті, %; B - вміст мулу в ілювіальному горизонті, %; 100 – коефіцієнт для перерахунку в проценти.

Оцінку ступеня солонцюватості здійснюють за шкалою (табл. 74).

Таблиця 74. Градації ґрунтів за ступенем солонцюватості

Ступінь солонцюватості ґрунту	Ступінь ілювіюваного профілю, %
Несолонцюватий	<4
Слабкосолонцюватий	4-12
Середньосолонцюватий	12-19
Дуже солонцюватий	19-27
Солонець	>27

Для оцінки інтенсивності солонцевого процесу інститутом ґрунтознавства і агрохімії УААН запропоновано визначати співвідношення активності іонів Na

і Ca у ґрунтовому розчині. За даним показником ґрунти поділяють на 6 градацій (табл. 75).

Гіпсування ґрунтів проводять при вмісті увібраного натрію понад 5% від МКО. Розрахунки доз гіпсу здійснюють за такими формулами:

для нейтральних ґрунтів

$$D = 0,086 \cdot (Na - 0,05 \cdot Eo) \cdot d_v \cdot h , \quad (106)$$

для слаболужних ґрунтів

$$D = 0,086 \cdot (Na - 0,05 \cdot Eo) + (S - 0,7) \cdot d_v \cdot h , \quad (107)$$

для дуже лужних (содових) ґрунтів

$$D = 0,086 \cdot [(Na - 0,05 \cdot Eo) + (C - 0,7)] \cdot d_v \cdot h , \quad (108)$$

для магнієвих (малонатрієвих) солонців

$$D = 0,086 \cdot [(Na - 0,1 \cdot Eo) + (Mg - 0,3 \cdot Eo)] \cdot d_v \cdot h \quad (109)$$

де D – доза гіпсу ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$), т/га; Na – вміст увібраного натрію, мг-екв на 100 г ґрунту; Eo – місткість катіонного обміну, мг-екв на 100 г ґрунту; d_v - щільність ґрунту, г/см³; h - глибина гіпсованого шару ґрунту, см; 0,086 – міліеквіваленти гіпсу; S - вміст токсичної лужності ($HCO_3^- - Ca^{2+}$) у водній витяжці, мг-екв на 100 г ґрунту; C – вміст карбонату натрію ($CO_3^{2-} - Na^+$) у водній витяжці, мг-екв на 100 г ґрунту; Mg – вміст увібраного магнію, мг-екв на 100 г ґрунту.

Таблиця 75. Межі інтенсивності солонцевого процесу за співвідношенням активності іонів Na і Ca

Інтенсивність розвитку солонцевого процесу	$\frac{aNa}{\sqrt{aCa}}$
Процес не розвивається	<0,5
Розвивається дуже повільно	0,5-1,5
Розвивається повільно	1,5-3,0
Розвивається прискорено	3,0-6,0

Розвивається інтенсивно	6,0-10,0
Розвивається дуже інтенсивно	>10,0

Визначення дози гіпсу за порогом коагуляції

Хід аналізу. 100 г розтертого для аналізу повітряносухого ґрунту в декількох повторностях висипають у мірні циліндри місткістю 500 мл, в які послідовно вносять зростаючі наважки гіпсу (наприклад 50, 100, 150, 200 мг). Потім циліндри заливають дистильованою водою до риски, ретельно перемішують і лишають на ніч. Мінімальна кількість гіпсу, при якій освітлюється розчин у циліндрі, є необхідна доза для його меліорації. Розрахунки здійснюють за формулою

$$D_{CaSO_4} = M \cdot h \cdot d_v$$

(110)

де D_{CaSO_4} - доза гіпсу, т/га; M - кількість гіпсу, внесеного в циліндр з освітленим розчином, г; h - глибина шару, який меліорується, см; d_v - щільність ґрунту, г/см³.

Фізичну норму меліоранта обчислюють з урахуванням вмісту гіпсу та вологи в матеріалі за формулою

$$N_{\phi} = \frac{D_{CaSO_4} \cdot 100 \cdot 100}{C \cdot (100 - W)}$$

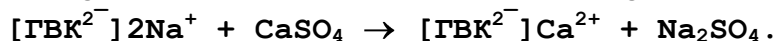
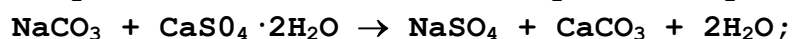
(111)

де N_{ϕ} - фізична норма меліоранту, т/га; D_{CaSO_4} - рекомендована доза $CaSO_4 \cdot 2H_2O$, т/га; C - вміст $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ в матеріалі, %; W - вміст вологи в матеріалі, % на суху наважку.

Норми внесення гіпсу змінюються від 2-3 т на солонцюватих ґрунтах до 8-10 т/га і більше на солонцях.

11.3.2 Взаємодія гіпсу з ґрунтом

При внесенні гіпсу в ґрунт іони кальцію нейтралізують соду ґрунтового розчину і витісняють увібраний натрій з ГВК

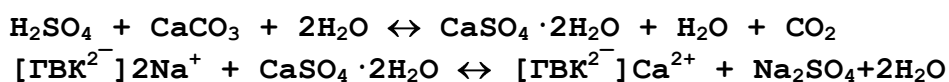


При невеликих кількостях Na_2SO_4 , який утворюється при гіпсуванні, він не шкодить рослинам. При гіпсуванні багатонатрієвих солонців у ґрунті утворюється надмірна кількість Na_2SO_4 , котрий необхідно видаляти з кореневмісного шару промиванням. В умовах богарного землеробства цей захід можна здійснити снігозатриманням та акумуляцією поверхневого стоку.

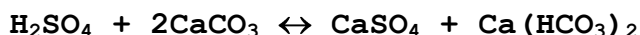
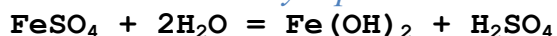
Крім гіпсу та фосфогіпсу, для меліорації солонців застосовують сірку, сірчану кислоту, залізний купорос, пірит та інші меліоранти. При внесенні їх у ґрунт відбуваються наступні реакції:

Сірка (сірчана кислота)

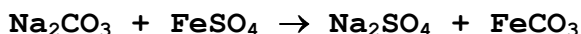




Залізний купорос



Пірит



Хімічні реакції можуть відбуватися в той чи інший бік, тому солі натрію, які утворюються, необхідно вилучати за межі ґрунтового профілю.

11.3.3. Строки, способи та місце внесення гіпсу в сівозмінах

Хімічні меліоранти не вирішують усіх питань докорінного поліпшення солонців. Їх треба застосовувати в комплексі з агротехнічними, гідротехнічними і біологічними методами. Лише за таких умов реалізується максимальна ефективність хімічної меліорації.

При гіпсуванні ґрунтів важливо враховувати солонцестійкість рослин, які за даним показником поділяють на чотири групи (табл. 76).

Згідно з рекомендаціями наукових установ України на солонцевих ґрунтах лісостепової зони з невеликою кількістю плям солонців доцільно вводити п'ятипільні сівозміни з таким чергуванням культур: цукрові або кормові буряки; ярі зернові з підсівом люцерни; люцерна; люцерна; озима пшениця.

На площах з великою кількістю содових солонців доцільно вводити чотиріпільні сівозміни з наступним чергуванням культур: цукрові буряки; просо або овес з підсівом буркуну; буркун; озима пшениця.

Таблиця 76. Групи солонцестійких сільськогосподарських культур

Міра стійкості	Культури
Дуже сильна	Буркун білий та жовтий, гірчиця
Сильна	Волосянець ситниковий, пирій безкореневищний, сизий, повзучий та солончаковий, регнерія волокниста, ячмінь, буряк кормовий і цукровий
Середня	Строкатогібридна, сильногібридна і жовтогібридна люцерна, житняк гребенчатий і ширококолосий, костець безостий, суданська трава, просо зернове, овес, жито
Слабка	Еспарцет, озима пшениця, сорго

Щоб досягти високої ефективності хімічних меліорантів необхідно підвищити їх розчинність і забезпечити добре перемішування з ґрунтом. У польових сівозмінах меліоранти слід вносити під просапні культури, що сприяє нагромадженню вологи і

додатковому перемішуванню меліоранта з ґрунтом при міжрядних обробітках.

У степовій зоні та зоні сухого степу України найкращим місцем внесення гіпсу чи іншого меліоранта в богарних умовах є парове поле, або поле просапних культур. На зрошуваних землях гіпс можна вносити під першу культуру при зяблевій оранці, або навесні під культивуацію.

На природних кормових угіддях меліоранти вносять на початку освоєння земель під найбільш солонцестійкі та солевитривалі культури: буркун, сорго, просо, суданську траву. Високі дози меліорантів вносять у два прийоми: половину під основний обробіток ґрунту восени, решту - навесні під дискування або культивуацію.

На солонцюватих ґрунтах (чорноземах звичайних, південних та каштанових), де солонцевий шар не виноситься на поверхню під час оранки, всю норму меліоранта загортають під оранку, на зрошуваних землях - вносять після оранки і загортають боронами. На корково-стовпчатих солонцях, де при оранці виноситься на поверхню значна частина солонцевого шару, половину норми гіпсу вносять під оранку, а другу половину - під культивуацію.

Отже, комплекс заходів з меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів повинен включати:

- хімічні заходи - внесення меліорантів;
- обробіток ґрунту чизельними розпушувачами на глибину 15-45 см, чи плантажну оранку на 60-70 см;
- планування (вирівнювання) поверхні поля;
- створення за рахунок зрошення, снігозатримання, регулювання поверхневого стоку і влаштування дренажу, промивного водного режиму;
- використання органічних та мінеральних добрив, як засобів, що прискорюють хімічну меліорацію і підвищують родючість ґрунтів;
- створення після меліорації сприятливого агробіологічного фону висівом солестійких рослин (у перші роки - буркуна, суданки, люцерни, а в міру окультурення - ячменю, озимої пшениці, сорго, цукрових буряків).

Завдання : обґрунтувати необхідність гіпсування, розрахувати дозу і фізичну норму гіпсу, визначити місце, строки і способи внесення.

Хід роботи: 1. Проаналізуйте план і картограму лужності ґрунтів з метою встановити необхідність у гіпсуванні.

2. Розрахуйте дози гіпсу.

3. Скоректуйте дозу гіпсу на оптимальну величину для конкретного ґрунту з урахуванням культур сівозміни і зрошення.

4. Підберіть необхідний меліорант і розрахуйте його фізичну норму.

5. Складіть план гіпсування ґрунтів.

11.4. Кислотність ґрунту, методи її визначення і регулювання

11.4.1 Поняття про кислотність ґрунту

Під кислотністю розуміють здатність ґрунту підкислювати воду

і розчини нейтральних солей. Обумовлена кислотність наявністю головним чином вуглецевої та органічних кислот, гідролітично кислих солей, вільних іонів H^+ у ґрунтовому розчині та обмінних катіонів H^+ і Al^{3+} у ґрунтовому вбирному комплексі.

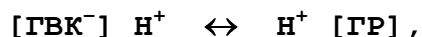
Реакція ґрунтового розчину визначається співвідношенням концентрацій вільних іонів H^+ та OH^- . Якщо концентрація іонів водню дорівнює концентрації гідроксильних іонів – реакція нейтральна; коли концентрація іонів H^+ більша концентрації іонів OH^- – кисла; якщо концентрація іонів H^+ менша концентрації іонів OH^- – лужна.

Залежно від величини рН водної витяжки або суспензії реакція ґрунту має наступну назву:

Реакція ґрунтового розчину	рН	Концентрація H^+ в 1 л розчину
Дуже кисла	3 – 4	$10^{-3} - 10^{-4}$
Кисла	4 – 5	$10^{-4} - 10^{-5}$
	5 – 6	$10^{-5} - 10^{-6}$
Слабокисла	7	10^{-7}
Нейтральна	7 – 8	$10^{-7} - 10^{-8}$
Слаболужна	8 – 9	$10^{-8} - 10^{-9}$
Лужна	9 – 10	$10^{-9} - 10^{-10}$
Дуже лужна		

Концентрацію іонів водню в розчині прийнято виражати водним показником рН, який є від'ємним десятковим логарифмом концентрації іонів водню в розчині: $pH = -\lg [H^+]$.

Кисла реакція властива підзолистим, дерново-підзолистим, сірим лісовим і болотним ґрунтам; нейтральна – чорноземам; лужна – каштановим ґрунтам і солонцям. Розрізняють два види кислотності ґрунту: активну і потенційну, між ними існує рухома рівновага



але у всіх ґрунтах переважає кислотність твердої фази.

Активна кислотність ґрунту – це кислотність ґрунтового розчину. Обумовлена вона іонами H^+ ,

які знаходяться в рідкій фазі ґрунту, вимірюється в одиницях рН і позначається pH_{H_2O} або $pH_{водний}$. Активна кислотність безпосередньо впливає на ріст рослин та життєдіяльність мікроорганізмів. У табл. 70 наводяться інтервали рН, сприятливі для росту і розвитку сільськогосподарських культур та ґрунтових мікроорганізмів.

Отже, для одних рослин оптимум рН знаходиться в інтервалі 4,0 – 5,5, для інших – від 7,0 до 8,0, азотфіксуючі бактерії найкраще розвиваються при реакції, яка близька до нейтральної, а грибна мікрофлора – при кислій (табл. 77).

Іони H^+ , які присутні в ґрунтовому розчині, складають незначну частину від водневих іонів, які знаходяться у ввібраному стані. Крім того, активна кислотність дуже змінюється протягом вегетаційного періоду. Тому величина активної кислотності не може бути надійним показником потреби ґрунту у вапнуванні для нейтралізації кислотності.

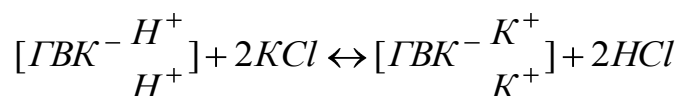
Потенційна кислотність – це кислотність твердої фази ґрунту і ґрунтового розчину. Обумовлена вона іонами H^+ і Al^{3+} , які увібрані ГВК. Потенційна кислотність завжди більша активної, бо складається з кислотності ґрунтового розчину і кислотності, яка утворюється за рахунок увібраних іонів водню та алюмінію.

Потенційну кислотність умовно ділять на дві форми: обмінну і гідролітичну.

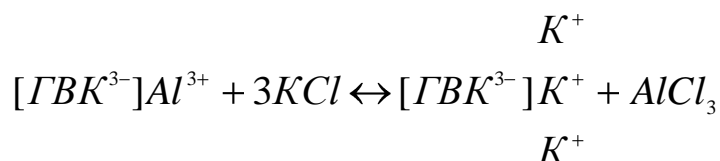
Обмінна кислотність – виявляється при взаємодії ґрунту з

розчином нейтральної солі (тобто солі сильного лугу і сильної кислоти): KCl , $BaCl_2$ і т.п.

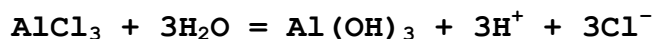
У водну витяжку іони обмінного водню не переходять, але легко витісняються нормальним сольовим розчином



Обмінна кислотність позначається індексом pH_{KCl} або $pH_{\text{сольовий}}$ і вимірюється в одиницях pH . Титрована обмінна кислотність вимірюється в мг-екв на 100 г ґрунту. Залежить вона від кількості обмінних іонів H^{+} і наявності у ГВК обмінних іонів Al^{3+} , які здатні витіснятися катіонами нейтральної солі і переходити до ґрунтового розчину за схемою:



Хлористий алюміній – сіль слабого лугу і сильної кислоти, у водних розчинах дисоціює за схемою



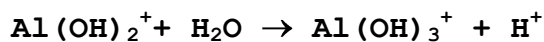
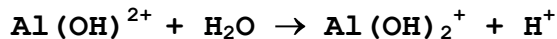
Таблиця 77. Оптимальна реакція ґрунтового середовища для сільськогосподарських культур, плодових насаджень і мікроорганізмів

Культура	pH	Культура	pH
Пшениця озима	6,3 – 7,7	М'ятлик	5,3 – 6,0
Пшениця яра	6,0 – 7,5	Вівсяниця лугова	5,3 – 6,0
Ячмінь	6,8 – 7,5	Грястиця збірна	6,0 – 8,0
Жито озиме	5,5 – 7,5	Льон	5,5 – 6,5
Овес	5,0 – 7,5	Коноплі	7,1 – 7,4
Кукурудза	6,0 – 7,0	Тютюн	6,5 – 8,0
Рис	4,0 – 6,0	Морква	5,5 – 7,0
Просо	5,5 – 7,5	Капуста	6,5 – 7,4
Гречка	4,7 – 7,5	Огірки	6,4 – 7,0
Горох	6,0 – 7,0	Цибуля	6,4 – 7,9
Соя	6,5 – 7,1	Томати	6,3 – 6,7
Квасоля	7,0 – 8,0	Салат	6,0 – 6,5
Вика	5,7 – 6,5	Щавель	4,5 – 5,0
Люпин	4,5 – 6,0	Селера	5,8 – 7,5
Боби кормові	6,0 – 7,0	Цикорій	6,0 – 6,5
Соняшник	6,0 – 6,8	Гарбузи	5,3 – 6,0
Буряки цукрові	7,0 – 7,5	Яблуна	6,5 – 7,5
Картопля	5,0 – 5,5	Груша	4,5 – 6,0
Буряки кормові	6,2 – 7,5	Абрикос	7,0 – 8,5
Бруква	4,8 – 5,5	Слива	6,5 – 8,0
Турнепс	6,0 – 6,5	Вишня	6,5 – 8,5
Люцерна	7,0 – 8,0	Виноград	7,0 – 8,7
Конюшина	6,0 – 7,0	Гриби ґрунту	3,5 – 6,0

Буркун	7,0 – 8,7	Азотобактер	6,7 – 6,8
Житняк	7,0 – 8,5	Нітрифікатори	6,0 – 8,0
Райграс	6,8 – 7,5	Денітрифікатори	7,0 – 8,0
Тимофіївка	5,0 – 7,5	Бульбочкові бактерії конюшини	6,0 – 7,0

$Al(OH)_3$ як слабкий луг у воді майже не розчиняється, а HCl у слабких розчинниках дисоціює на іони H^+ та Cl^- , що призводить до підвищення кислотності.

Алюміній обумовлює кислотність ґрунту в результаті реакцій гідролізу:



Окремі сільськогосподарські культури добре розвиваються на кислих ґрунтах, але при підвищенні рухомого алюмінію різко знижують урожайність. По відношенню до вмісту алюмінію в ґрунті рослини розподіляють на чотири групи:

1. Стійкі до високого вмісту – тимофіївка, овес, кукурудза;
2. Середньостійкі – люпин, горох, вика, квасоля;
3. Чутливі – ячмінь, льон, озиме жито;
4. Дуже чутливі – люцерна, конюшина, цукрові буряки, озима пшениця.

Урожайність чутливих культур починає знижуватись при вмісті рухомого алюмінію 1,5 – 2,0 мг, а середньостійких при – 3,5 – 4,0 мг-екв на 100 г ґрунту.

Вміст рухомого алюмінію в ґрунті залежить від реакції середовища: чим нижче значення рН, тим більше в ґрунті рухомого алюмінію. При pH_{KCl} понад 5 рухомість алюмінію різко знижується і його вміст стає значно меншим критичних значень.

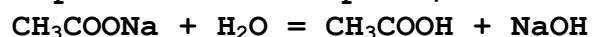
При внесенні в ґрунт великої кількості фізіологічно кислих мінеральних добрив у формі нейтральних солей (NH_4Cl ; $(NH_4)_2SO_4$; KCl та ін.) іон водню переходить у ґрунтовий розчин і підкислює його. За таких умов він збагачується шкідливими для рослин іонами Al^{3+} та Mn^{2+} . Тому обмінна кислотність є найбільш шкідливою для рослин формою кислотності ґрунту.

Підкислення ґрунту може відбуватися за рахунок життєдіяльності мікроорганізмів. Наприклад, у процесі нітрифікації утворюється HNO_3 .

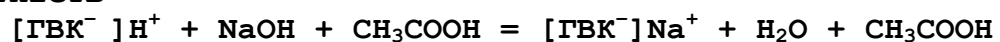
Гідролітична кислотність – виявляється при взаємодії ґрунту з розчином гідролітично лужної солі (солі сильної основи і слабкої кислоти): CH_3COONa , $Ca(CH_3COO)_2$ і т.п.

Встановлено, якщо ґрунт обробити нормальним розчином оцтовокислого натрію, то кислотність буде підвищуватись, бо з ГВК у ґрунтовий розчин буде переходити іон водню, який нейтральною сіллю не витісняється.

При визначенні гідролітичної кислотності застосовують оцтовокислий натрій. Внаслідок гідролізу CH_3COONa лужна реакція обумовлена утворенням $NaOH$ за реакцією

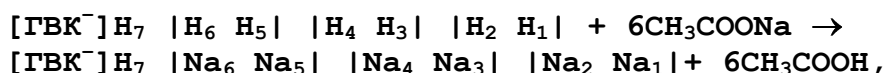


Оцтова кислота дисоціює дуже слабо, а луг, що утворився, реагує з обмінним воднем, який утворює в розчині гідролітичну кислотність



При визначенні гідролітичної кислотності враховують усі види кислотності: активну (іони водню ґрунтового розчину), обмінну (увібрані водень та алюміній, які обмінюються на

катиони нейтральної солі) і гідролітичну. Співвідношення видів кислотності можна зобразити схемою



де H_7 – іон водню, який не витісняється.

Іон водню H_7 знаходиться в першому шарі колоїдної частки і може бути витіснений при взаємодії з розчином 0,1 н NaOH, тобто більш лужним розчином, ніж 1,0 н CH_3COONa .

У практиці визначати іони водню, які не витісняються катіонами оцтовокислого натрію, немає необхідності, бо добрив з такою реакцією не застосовують. Отже, ці іони не є небезпечними при внесенні добрив у ґрунт, бо будуть у ввібраному стані.

При відсутності обмінної кислотності – гідролітична – не шкідлива для рослин, бо іони H^+ гідролітичної кислотності малорухомі. Вимірюють гідролітичну кислотність в мг-екв на 100 г ґрунту і позначають індексом Нг. За величиною гідролітичної кислотності розраховують дози вапна, необхідного для нейтралізації всіх присутніх у ґрунті іонів водню та алюмінію.

За ступенем кислотності розрізняють ґрунти: дуже-, сильно-, середньо- слабокислі, близькі до нейтральних і нейтральні. Групування ґрунтів за ступенем кислотності, прийняте в Україні, наведено в табл. 78.

Таблиця 78. Групування ґрунтів за ступенем кислотності

Ступінь кислотності	Показник кислотності		Ґрунт
	$\text{pH}_{\text{КС1}}$	Нг, мг-екв на 100 г ґрунту	
Дуже сильнокислий	<4,0	>6,0	Торфво-болотний, болотно-підзолистий, бурозем кислий, підзолисто-буроземний
Сильнокислий	4,1 – 4,5	5,9 – 5,1	Дерново-підзолисті оглеєні, торфянисто-і торфвоглейові, дерново-буроземні кислі
Середньокислий	4,6 – 5,0	5,0 – 4,1	Дерново-підзолисті, підзолисто-дернові, ясно-сірі лісові оглеєні
Слабокислий	5,1 – 5,5	4,0 – 3,1	Ясно- і сірі лісові, темно-сірі лісові оглеєні, дерново-борові
Близький до нейтральних	5,6 – 6,0	3,0 – 2,1	Темно-сірі лісові, чорноземи опідзолені, вилужені та реградовані, дернові
Нейтральний	>6,0	<2,0	Чорноземи типові та

			звичайні, лучно-чорноземні, коричневі
--	--	--	---------------------------------------

11.4.2 Методи визначення кислотності ґрунту

12.3.2.1. Визначення активної кислотності ґрунту потенціометричним методом

Потенціометричний метод визначення концентрації іонів водню в розчинах заснований на вимірюванні електрорушуючої сили, яка виникає при занурюванні в розчин індикаторного та допоміжного електродів. Робочою частиною індикаторного (скляного) електроду є скляна мембрана. При вимірюванні рН між мембраною і розчином виникає різниця потенціалів, яка залежить від активності іонів водню. За різницею потенціалів на скляному електроді та електроді порівняння визначають рН. Використання скляного електроду дозволяє визначати рН у широкому діапазоні. Причому на результати вимірювань не впливають відновники колоїдів грубих суспензій та забарвлення розчинів.

Для визначення рН необхідно:

- підготувати ґрунт або суспензію для вимірювання;
- підготувати прилад для вимірювання (детальний опис і схема устрою подана в інструкції, яка надається до кожного приладу)
- підготувати електроди до вимірювання.

Хід аналізу. 20 г повітряносухого ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з отворами діаметром 1 мм, зважують на технічних терезах з точністю до 0,1 г і переносять у плоскодонну колбу місткістю 100 мл. Приливають мірною колбою або мірним циліндром 50 мл дистильованої води щоб співвідношення ґрунт : вода становило 1:2,5, закривають пробкою, ретельно збовтують протягом 5 хвилин і залишають на добу. Після відстоювання прозору частину зливають у скляний стаканчик і вимірюють pH_{H_2O} потенціометричним методом.

У торфах і лісових підстилках співвідношення ґрунт : вода повинно становити 1:25.

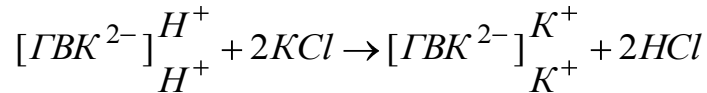
При масових визначеннях застосовують таку методику: 10 г ґрунту зважують на технічних терезах з точністю до 0,1 г і переносять у колбу на 50-100 мл. До наважки приливають мірним циліндром або мірною колбою таку кількість дистильованої води, щоб співвідношення ґрунт : вода становило 1:2,5, тобто 25 мл. Колбу закривають пробкою і збовтують 5 хвилин.

У чистий стаканчик після відстоювання зливають освітлену частину суспензії і вимірюють pH_{H_2O} потенціометричним методом.

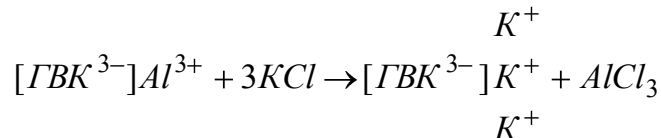
Прилади, посуд і реактиви. рН-метр. Колба плоскодонна місткістю 50-100 мл. Мірний циліндр на 50 мл або мірна колба на 25 та 50 мл. Скляний стакан місткістю 50 мл.

11.4.2.2. Визначення обмінної кислотності ґрунту за методом Дайкухара

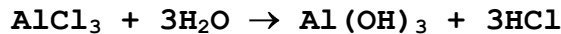
Дана форма кислотності визначається при взаємодії ґрунту з нейтральною сіллю



Кількість кислоти, що утворилася при даній реакції, свідчить про наявність легкозв'язаних з ГВК іонів водню, які можуть бути витіснені іншими іонами. У випадках, коли в ГВК переважають іони алюмінію, реакція проходить за схемою



Хлористий алюміній легко гідролізується в ґрунті з утворенням соляної кислоти



Встановлюючи титруванням кількість кислоти, що утворилася в обох випадках, визначаємо обмінну кислотність ґрунту.

Хід аналізу. 40 г повітряносухого ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з отворами діаметром 1 мм, зваженого на технічних терезах з точністю до 0,1 г, переносять у колбу місткістю 250-300 мл.

У колбу приливають мірною колбою 100 мл розчину KCl (рН 5,6-6,0). Колбу закривають пробкою і збовтують періодично протягом 1 години.

Суспензію фільтрують крізь складчастий фільтр середньої щільності. Перші порції фільтрату відкидають. Мутний фільтрат перефільтровують крізь той же фільтр з ґрунтом.

Піпеткою відбирають 50 мл прозорого фільтрату і переносять у колбу на 100-150 мл для титрування. В колбу прибавляють 2-3 краплі фенолфталеїну і титрують 0,1 н розчином NaOH до слаборожевого забарвлення, яке не зникає протягом 1 хвилини.

За кількістю лугу, який пішов на титрування, розраховують величину обмінної кислотності у мг-екв на 100 г ґрунту за формулою:

$$\text{Нобм} = \frac{a \cdot n \cdot K_{\text{NaOH}} \cdot 2 \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{P}$$

(112)

де a - кількість мл розчину NaOH, який пішов на титрування 50 мл фільтрату; n - нормальність розчину NaOH; K - поправочний коефіцієнт на нормальність розчину NaOH; 2 - коефіцієнт переводу проби, що титрується (50 мл), на весь об'єм розчину (100 мл); 100 - коефіцієнт переводу результатів аналізу на 100 г повітряносухого ґрунту; 1,75 - умовний коефіцієнт для введення поправки на повноту витіснення всього обмінного водню, за умов однократної обробки ґрунту розчином KCl; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності ґрунту; P - наважка ґрунту.

Приклад розрахунків. Наважка повітряносухого ґрунту 40 г. Витрачено на титрування 50 мл фільтрату 1,6 мл 0,1 н розчину NaOH. $K_{\text{NaOH}} = 1$. $K_{\text{H}_2\text{O}} = 1,02$.

Загальна обмінна кислотність у мг-екв на 100 г ґрунту буде становити:

$$N_{обм} = \frac{1,6 \cdot 0,1 \cdot 2 \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot 1,02}{40} = 1,43.$$

Посуд та реактиви. Колби плоскодонні на 250-300 мл - 2 шт. Колба конічна на 100-150 мл. Колба мірна на 100 мл. Лійка. Піпетка на 50 мл. Бюретка на 50 мл. Фільтри середньої щільності. Розчин 1,0 н KCl (рН 5,6-6,0). Титрований розчин 0,2 н NaOH. Індикатор фенолфталеїн.

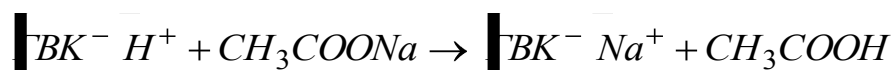
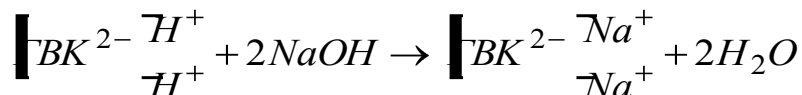
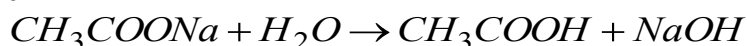
11.4.2.3. Визначення обмінної кислотності потенціометричним методом

Даний метод застосовують при масових аналізах, а обмінну кислотність ґрунту вимірюють в одиницях рН_{KCl}.

Хід аналізу. 20 г повітряносухого ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з діаметром отворів 1 мм, зважують на технічних терезах з точністю до 0,1 г і переносять у плоскодонну колбу місткістю 100 мл. Мірною колбою приливають 50 мл 1,0 н розчину KCl (рН 5,6-6,0). Колбу закривають пробкою і періодично збовтують протягом 1 години. Після відстоювання в чистий скляний стаканчик зливають прозору частину суспензії і вимірюють рН_{KCl} потенціометричним методом.

11.4.2.4. Визначення гідролітичної кислотності за методом Г. Каппена

Дана форма кислотності обумовлена іонами водню, які більш міцно зв'язані з ГВК і проявляється при взаємодії ґрунту з розчинами гідролітично лужних солей або лугів. Реакція може відбуватися у дві стадії:



За таких умов у розчин переходить більша кількість іонів водню, ніж при взаємодії ґрунту з нейтральною сіллю (KCl). Гідролітично - лужна сіль взаємодіє як з ГВК, так і з ґрунтовим розчином, тому гідролітична кислотність являє собою суму активної і потенційної кислотності. Даний показник використовують у практиці для розрахунку доз вапна на кислих ґрунтах.

Хід аналізу. На технічних терезах зважують з точністю до 0,1 г 40 г повітряносухого ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з отворами діаметром 1 мм. Наважку вміщують у колбу на 250-300 мл, приливають 100 мл 1,0 н розчину CH₃COONa (рН 8,3-8,4), закривають пробкою і збовтують 1 годину на ротаторі. Часове збовтування можна замінити 3-хвилинним з наступним відстоюванням протягом доби і періодичним (5-6 разів) збовтуванням.

Суспензію фільтрують крізь сухий складчастий фільтр (діаметром 11-12,5 см) середньої щільності (біла стрічка). Перед титруванням вміст склянки збовтують від руки і переносять на фільтр більшу частину ґрунту. Перші 10-20 мл фільтрату

відкидають, щоб видалити домішки, які перейшли в нього. В подальшому, якщо фільтрат мутний, його перефільтровують крізь той же фільтр.

Відбирають піпеткою 50 мл прозорого фільтрату, вміщують у конічну колбу місткістю 250 мл, прибавляють 2-3 краплі фенолфталеїну і титрують 0,1 н розчином NaOH до слабо-рожевого забарвлення, яке не зникає протягом одної хвилини. Якщо фільтрат забарвлений, то титрування здійснюють у присутності "свідка". За кількістю витраченого на титрування лугу розраховують величину гідролітичної кислотності в мг-екв на 100 г ґрунту за формулою:

$$H_2 = \frac{a \cdot n \cdot K_{NaOH} \cdot 2 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{P} \cdot 1,75$$

(113)

де a - кількість мл розчину NaOH, який пішов на титрування 50 мл фільтрату; n - нормальність розчину NaOH; K_{NaOH} - поправочний коефіцієнт на нормальність розчину NaOH; 2 - число перерахунку титруємої проби (50мл) на весь об'єм розчину (100мл); 100 - коефіцієнт перерахунку результатів аналізу на 100 г повітряносухого ґрунту; P - наважка повітряносухого ґрунту, г; 1,75 - умовний коефіцієнт для введення поправки на повноту витіснення всього водню при однократній обробці ґрунту розчином CH_3COONa ; K_{H_2O} - коефіцієнт гігроскопічності.

Приклад розрахунків. Наважка повітряносухого ґрунту 40 г, витрачено на титрування 50 мл фільтрату 0,1 н розчину NaOH - 3,14 мл, K_{NaOH} - 1, K_{H_2O} - 1,02.

Гідролітична кислотність у мг-екв на 100 г ґрунту буде становити:

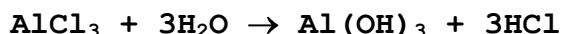
$$H_2 = \frac{3,14 \cdot 0,1 \cdot 1 \cdot 2 \cdot 100 \cdot 1,02}{40} \cdot 1,75 = 2,80 \text{ мг-екв/100 г ґрунту}$$

Посуд і реактиви. Колби плоскодонні на 200-250 мл - 2 шт. Колба конічна на 100-150 мл. Колба мірна на 100 мл. Піпетка на 50 мл. Бюретка на 25 або 50 мл. Фільтри середньої щільності. Розчин 1,0 н CH_3COONa (рН 8,3-8,4). Титрований розчин 0,1 н NaOH. Індикатор - фенолфталеїн.

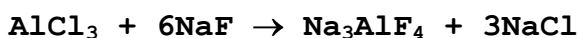
14.4.2.5. Визначення обмінної кислотності і рухомого (обмінного) алюмінію за методом О.В. Соколова

Принцип методу. Метод заснований на витісненні з ГВК іонів водню та алюмінію 1,0 н розчином KCl





Кислоту, яка утворилась внаслідок обмінних реакцій, відтитровують лугом і визначають обмінну кислотність, яка обумовлена сумою іонів водню та алюмінію. Іони алюмінію можна осадити 3,5%-ним розчином фтористого натрію з утворенням комплексної нейтральної солі - криоліту:



Повторне титрування дозволяє визначити кислотність, яка обумовлена лише іонами водню. За різницею даних розраховують вміст алюмінію.

Хід аналізу. 80 г повітряносушого ґрунту, розтертого і просіяного крізь сито з діаметром отворів 1 мм, зважують на терезах з точністю до 0,1 г і вміщують у колбу на 300-600 мл. Мірною колбою приливають 200 мл 1,0 н розчину KCl (рН 5,6-6,0). Збовтують на ротаторі 1 годину (або 15 хвилин і відстоюють ніч). Суспензію фільтрують крізь фільтр (біла або рожева стрічка), відкинувши першу порцію фільтрату.

Для визначення титрованої обмінної кислотності відбирають піпеткою 50 мл фільтрату в колбу Ерленмейера об'ємом на 100 мл. Фільтрат кип'ятять 5 хвилин на електроплитці для виділення вуглекислого газу. Гарячий розчин титрують 0,01 н розчином NaOH з індикатором фенолфталеїном до стійкого слабо-рожевого забарвлення.

У другу колбу Ерленмейера відбирають піпеткою 50 мл фільтрату, кип'ятять протягом 5 хвилин, охолоджують холодною водою до кімнатної температури. Приливають 3мл 3,5%-ного розчину фтористого натрію і титрують 0,01 н розчином NaOH до слабо-рожевого забарвлення з індикатором фенолфталеїном.

1. Обмінну кислотність, обумовлену іонами H^+ та Al^{3+} у мг-екв на 100 г сухого ґрунту розраховують за формулою:

$$N_{\text{обм}} = \frac{a \cdot n \cdot K_{\text{NaOH}} \cdot 4 \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{P},$$

(114)

де a - кількість мл NaOH, яка пішла на титрування 50 мл фільтрату; n - нормальність розчину NaOH; K_{NaOH} - поправочний коефіцієнт на нормальність розчину NaOH; 4 - коефіцієнт переводу титруємої проби (50мл) на весь об'єм розчину (200мл); 100 - коефіцієнт переводу результатів аналізу на 100 г повітряносушого ґрунту; 1,75 - умовний коефіцієнт для введення поправки на повноту витіснення всього обмінного водню та алюмінію; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності; P - наважка повітряносушого ґрунту.

2. Розрахунки кислотності, обумовленої іонами H^+ , визначають за результатами другого титрування після осадження алюмінію за формулою 104.

3. Розрахунки вмісту іонів Al^{3+} у мг-екв на 100 г ґрунту здійснюють за формулою:

$$\text{Al}^{3+} = (\text{H}^+ + \text{Al}^{3+}) - \text{H}^+.$$

(115)

4. Помноживши отримане значення на 9 (еквівалентна маса алюмінію), розраховуємо кількість алюмінію у мг на 100 г ґрунту.

Приклад розрахунків. Наважка повітряносушого ґрунту 80 г.

Витрачено на перше титрування 52,6 мл 0,01 н розчину NaOH, а на друге - 22,6 мл. $K_{\text{NaOH}} = 1$. $K_{\text{H}_2\text{O}} = 1,05$.

1. Обмінна кислотність, обумовлена іонами H^+ та Al^{3+} , буде становити:

$$\text{Нобм} = \frac{52,6 \cdot 0,01 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot 1,05}{80} = 4,83 \text{ мг-екв/100 г ґрунту}$$

2. Обмінна кислотність, обумовлена лише іонами H^+ , відповідно буде

$$\text{Нобм} = \frac{22,6 \cdot 0,01 \cdot 1 \cdot 4 \cdot 100 \cdot 1,75 \cdot 1,05}{80} = 2,07 \text{ мг-екв/100г ґрунту}$$

3. Вміст рухомого (обмінного) алюмінію буде становити:
 $4,83 - 2,07 = 2,76 \text{ мг-екв/100г ґрунту}$.

4. Розраховуємо вміст алюмінію у мг на 100 г ґрунту:
 $\text{Al}^{3+} = 2,76 \cdot 9 = 24,8 \text{ мг/100г ґрунту}$.

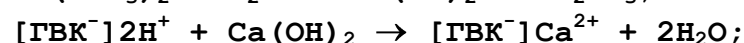
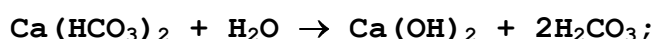
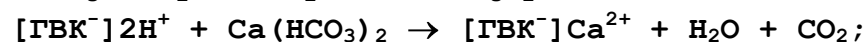
Посуд та реактиви: Колби плоскодонні на 300-500 мл - 2 шт. Колби Ерленмейера об'ємом на 100 мл - 2 шт. Колба мірна на 200 мл. Лійка. Піпетка на 50 мл. Бюретка на 100 мл. Фільтри середньої щільності. Розчин NaF 3,5%-ний. Індикатор - фенолфталеїн.

11.4.3 Методи хімічної меліорації кислих ґрунтів

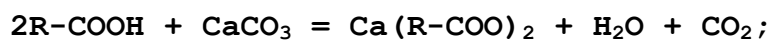
11.4.3.1. Взаємодія вапна з ґрунтом

Для регулювання кислотності ґрунту застосовують різні меліоранти. Найчастіше це осадові породи, які складаються переважно з кальциту (CaCO_3), доломіту ($\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$) тощо.

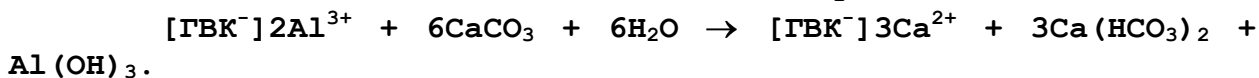
При взаємодії вапна з ґрунтом відбуваються наступні реакції:



Вапно взаємодіє також з вільними органічними кислотами і азотною, яка утворюється внаслідок нітрифікації, нейтралізуючи їх:

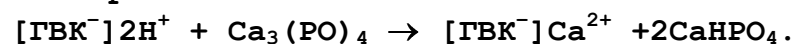


На кислих ґрунтах, які містять алюміній в обмінній формі, з вуглекислим кальцієм відбувається наступна реакція:



Кальцій переходить у ввібраний стан, а ґрунтовий розчин збагачується на бікарбонат кальцію.

На ґрунтах з гідролітичною кислотністю понад 5 мг-екв на 100 г ґрунту (сильно кислі), нейтралізуючу дію на ґрунт чинить фосфоритне борошно:



Фосфорит переходить у більш розчинну сполуку, чим досягається краще живлення рослин фосфором.

11.4.3.2. Визначення потреби ґрунтів у вапнуванні

Потреба ґрунтів у вапнуванні визначається комплексом показників: ступенем та величиною кислотності ґрунту, ступенем насиченості його основами, гранулометричним складом, вмістом органічної речовини та відношенням культур сівозміни до реакції середовища тощо.

За мірою кислотності та потребою у вапнуванні ґрунти України поділяють на 5 груп (табл. 79).

Таблиця 79. Потреба ґрунтів України у вапнуванні залежно від pH_{KCl}

Міра кислотності	pH_{KCl}	Потреба у вапнуванні
Дуже сильна	<4,0	Потребує першочергового вапнування в усіх типах сівозмін
Сильна	4,1-4,5	Те саме
Середня	4,6-5,0	Першочергова потреба вапнування в овочевих сівозмінах та кормових на супіщаних та суглинкових ґрунтах; середня потреба у польових сівозмінах на піщаних ґрунтах
Слабка	5,1-5,5	Велика потреба у вапнуванні супіщаних і суглинкових різновидностей, особливо в сівозмінах з травами, кормових та овочевих. В останню чергу вапнують піщані та глинисто-піщані ґрунти
Близька до нейтральної	5,6-6,0	Вапнуються вибірково супіщані та суглинкові ґрунти і в першу чергу в сівозмінах з вимогливими до вапна культурами. Не потребують вапнування ґрунти з pH_{KCl} понад 6,5, незалежно від зони їх поширення

Для визначення потреби ґрунтів у вапнуванні за величиною гідролітичної кислотності користуються шкалою, наведеною в табл. 80.

За ступенем насиченості основами та потребі у вапнуванні ґрунти поділяють на 4 групи:

<50% - необхідно;

50% - необхідно вапнувати в першу чергу;

50-70% - є потреба у вапнуванні;

70-90% - вапнування проводять з урахуванням набору культур у сівозміні та рівня внесення мінеральних добрив;

>90% - вапнування не потрібне.

За реакцією на вапнування сільськогосподарські культури також поділяють на 4 групи:

1. Конюшина, люцерна, столові, кормові та цукрові буряки, капуста, коноплі, ріпак - дуже добре реагують на вапнування;

2. Пшениця, кукурудза, ячмінь, горох, соняшник, огірки, цибуля – добре реагують на вапнування;

3. Жито, овес, гречка, льон, томати – сприятливо реагують на вапнування;

4. Картопля, люпин, бруква, середела – мають слабку реакцію на вапнування.

Таблиця 80. Потреба ґрунтів України у вапнуванні залежно від гідролітичної кислотності

Гідролітична кислотність, мг-екв/100 г ґрунту	Потреба у вапнуванні
>4	ґрунти потребують першочергового вапнування в усіх ґрунтово-кліматичних зонах України
4-3	ґрунти потребують першочергового вапнування в зонах Полісся та Лісостепу. Середня потреба у вапнуванні ґрунтів Прикарпаття та Західного Лісостепу, слабка – в гірських районах Карпат
3-2	Середня потреба ґрунтів у вапнуванні в зонах Полісся та Лісостепу, слабка – в Прикарпатті, відсутня – в гірських районах Карпат
2-1,8	Доцільне вапнування опідзолених ґрунтів Лісостепу; необхідне – на Поліссі на супіщаних, піщаних та глинисто-піщаних ґрунтах
1,8-1,5	Слабка потреба у вапнуванні піщаних та глинисто-піщаних ґрунтів
<1,5	Вапнування не потребують

Примітка Якщо в чорноземах Лісостепу лінія скипання карбонатів знаходиться на глибині понад 50 см, а гідролітична кислотність перевищує 2 мг-екв/100 г ґрунту, то в зерно-бурякових сівозмінах вапно слід вносити раз на ротацію під цукрові буряки чи багаторічні трави.

Важкі за гранулометричним складом кислі ґрунти легше переносять підвищені норми вапна. На легких ґрунтах доцільно вносити менші дози.

Реакція ґрунтового середовища має особливо важливе значення для плодкових насаджень. Нормальною реакцією вважається pH_{H_2O} 6-8. На кислих ґрунтах при рН нижче 5 для сім'ячкових і при рН нижче 6 для кісточкових порід необхідне вапнування. При виборі ділянок під сади і визначенні потреби ґрунтів у вапнуванні користуються шкалою, наведеною в табл. 81.

Таблиця 81. Оцінка реакції ґрунтового середовища під плодіві насадження (за В.Ф.Вальковим)

pH_{H_2O}	Придатність під сади і потреба ґрунту у вапнуванні
<3,5	Під сади не придатні

3,5-4,5	Придатні під плодові насадження лише після вапнування
4,5-6,0	Придатні під плодові насадження, бажане вапнування для кісточкових порід
6,0-8,0	Придатні під сади без меліорацій
8,0-8,5	Добрі ґрунти для кісточкових і задовільні для зерняткових порід
>8,5	Під сади не придатні

11.4.3.3. Методи визначення доз вапна

В Україні в усіх зонах поширення кислих ґрунтів, незалежно від вирощуваних культур, дозу вапна визначають за величиною гідролітичної кислотності ґрунту

$$D = 0,05 \cdot N_T \cdot h \cdot d_v$$

(116)

де D - доза CaCO_3 , т/га; 0,05 - міліеквівалент CaCO_3 , в г; N_T - гідролітична кислотність, мг-екв на 100 г ґрунту; h - потужність меліоруемого шару ґрунту, см; d_v - щільність ґрунту, г/см³.

Останнім часом для розрахунку доз вапна в Україні використовується нормативний метод (Грінченко та ін.). У даному методі враховують нормативи витрат CaCO_3 для зміщення pH_{KCl} на 0,1 (табл. 82), а дозу розраховують за формулою:

$$D = 10 \cdot \Delta \text{pH} \cdot x$$

(117)

де D - доза CaCO_3 , т/га; ΔpH - різниця між оптимальним і фактичним значенням pH_{KCl} ; x - норма витрат CaCO_3 на зміщення pH_{KCl} на 0,1, т/га; 10 - коефіцієнт перерахунку на весь діапазон зміни pH .

Оптимальні показники pH_{KCl} для ґрунтів Полісся і Лісостепу України наведено в табл. 83. Слід пам'ятати, що для більшості сільськогосподарських культур максимальна доступність макро- та мікроелементів живлення спостерігається при pH ґрунтового розчину ($\approx \text{pH}_{\text{H}_2\text{O}}$) близько 6,2 – 6,5.

За І.С. Шатіловим та ін. (1986), дози вапна для дерново-підзолистих ґрунтів з вмістом гумусу в межах 1-5% при pH_{KCl} 3,8-5,5 з урахуванням гранулометричного складу слід визначати за такими рівняннями:

піщані

$$D = -0,85Г \text{ pH} - 1,08\text{pH} + 4,32Г + 7,8;$$

супіщані

$$D = -0,85Г \text{ pH} - 1,08\text{pH} + 4,32Г + 8,0;$$

легкосуглинкові

$$D = -0,55Г \text{ pH} - 1,23\text{pH} + 3,17Г + 9,5;$$

середньосуглинкові

$$D = -0,55Г \text{ pH} - 1,23\text{pH} + 3,17Г + 9,9;$$

важкосуглинкові

$$D = -0,65Г \text{ pH} - 1,88\text{pH} + 3,42Г + 1,43;$$

глинисті

$$D = -0,65Г \text{ рН} - 1,88\text{рН} + 3,42Г + 1,46;$$

де D – доза CaCO₃, т/га; рН – показник кислотності (рН_{KCl}); Г – вміст гумусу, %.

Таблиця 82. Нормативи витрат вапна для кислих ґрунтів України (за Т.О.Грінченко)

Гранулометричний склад ґрунту	Група ґрунтів за ступенем кислотності	Норматив витрат CaCO ₃ для зміни рН _{KCl} на 0,1, т/га
Дерново-підзолисті ґрунти		
Піщаний та супіщаний	Сильнокислі (рН 4,5)	0,45
	Середньокислі (рН 4,6-5,0)	0,61
	Слабокислі (рН 5,1-5,5)	0,63
Легко- і середньосуглинкові	Сильнокислі (рН 4,5)	0,71
	Середньокислі (рН 4,6-5,0)	0,81
	Слабокислі (рН 5,1-5,5)	0,84
Сірі опідзолені ґрунти і чорноземи опідзолені		
Піщаний та супіщаний	Сильнокислі (рН 4,5)	0,48
	Середньокислі (рН 4,6-5,0)	0,62
	Слабокислі (рН 5,1-5,5)	0,65
Легко- і середньосуглинкові	Сильнокислі (рН 4,5)	0,66
	Середньокислі (рН 4,6-5,0)	0,80
	Слабокислі (рН 5,1-5,5)	0,91
Важкосуглинковий	Сильнокислі (рН 4,5)	0,68
	Середньокислі (рН 4,6-5,0)	0,81
	Слабокислі (рН 5,1-5,5)	0,93

Допускається визначати дози вапна за показниками рН_{KCl} і гранулометричним складом для кислих ґрунтів Полісся, а також піщаних та супіщаних кислих ґрунтів західних регіонів України. Вони (табл. 83) приблизно відповідають 0,5-0,75 доз, які встановлюють за показниками гідролітичної кислотності.

Однак результати досліджень і практика агрохімічної служби показали, що дози вапна, визначені за табл. 84 не дають повного ефекту. При вапнуванні такими дозами не досягаються задані параметри реакції ґрунтового розчину, а позитивний вплив на урожайність культур обмежується 4-5 роками.

При застосуванні підвищених доз мінеральних азотних добрив кислотність ґрунтового розчину збільшується. Тому на кожний центнер фізіологічних кислих добрив необхідно додатково вносити вапно (табл. 85).

ня рН _{KCl}	пасов ища та	бобов озлак ові	дерно во-	5,4	5,6	6,0	5,2	чорно земів	5,8	6,2	6,4	5,2

Гранулометричний склад ґрунту	Сівозміна						злакові
	польова з високою питомою вагою льону	польова з травами, льоном,	з цукровими буряками та люцерною	кормова прифермська	овочево-кормова		
Піщаний та супіщаний	5,0	5,3	-	5,5	5,6	5,2	
Легко- та середньосуглинковий	5,2	5,4	6,2	5,8	6,0	5,4	
Важкосуглинковий та глинистий	5,4	5,5	6,4	6,0	6,2	5,6	
Торфовий	-	4,8	-	5,0	5,2	5,0	
Піщаний та супіщаний	-	5,6	6,0	5,8	6,0	5,5	
Легко- та середньосуглинковий	5,4	5,6	6,5	6,0	6,4	5,7	
Важкосуглинковий та глинистий	5,6	5,8	6,7	6,2	6,6	5,9	
Торфовий	-	5,0	-	5,0	5,2	5,0	

Таблиця 84. Орієнтовні дози CaCO_3 залежно від pH_{KCl} і гранулометричного складу ґрунтів Полісся та західних районів України, т/га

Гранулометричний склад ґрунту	pH_{KCl}							
	≤ 4	4,5	4,6	4,7-4,8	4,9-5,0	5,1-5,3	5,4-5,5	5,6-5,7
Піщаний та глинисто-піщаний	4,0	3,0	2,5	2,0	1,5	1,0	1,0	0,5
Супіщаний	4,5	3,5	3,0	2,5	2,0	1,5	1,5	1,0
Легкосуглинковий	5,5	4,5	4,0	3,5	3,0	2,5	2,5	2,0

Повні дози вапна, визначені за гідролітичною кислотністю, не завжди доцільно вносити. Згідно з дослідженнями, проведеними Українським науково-дослідним інститутом землеробства та іншими науково-дослідними установами України, визначено відповідні оптимальні дози (т/га) за величиною гідролітичної кислотності (табл. 85).

Таблиця 85. Дози CaCO_3 для нейтралізації 1 ц фізіологічно кислих добрив

Назва добрива	Хімічна формула	Доза CaCO_3 , ц
Хлористий амоній	NH_4Cl	1,40
Сульфат амонію	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$	1,20
Сульфат амонію-натрію	$(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	0,90
Амонійна селітра	NH_4NO_3	0,75
Аміачна вода	$\text{NH}_3 + \text{H}_2\text{O}$	0,40
Аміак безводний	NH_3	2,90
Сечовина	$\text{CO}(\text{NH}_2)_2$	0,80
Амофос	$\text{NH}_4\text{H}_2\text{PO}_4$	0,65

Якщо для вапнування ґрунтів застосовують матеріали, які містять, крім CaCO_3 , інші форми кальцію та магнію, наприклад, доломітове борошно, гідроксид кальцію, магнію, чи їх оксиди (CaO , MgO), то при розрахунках доз вапна їх потрібно переводити в CaCO_3 .

Коефіцієнти перерахунку становлять: MgCO_3 - 1,20; CaO - 1,78; MgO - 2,50; $\text{Mg}(\text{OH})_2$ - 1,72; $\text{Ca}(\text{OH})_2$ - 1,35.

Приклад: якщо вапняковий матеріал містить 50% CaCO_3 і 40% MgCO_3 , то вміст вапна у перерахунку на CaCO_3 складає не 90, а 98% ($50+40 \cdot 1,2$).

При вапнуванні ґрунтів слід розрізняти дози CaCO_3 і фізичні норми вапнякових матеріалів. При розрахунку фізичної норми необхідно вводити поправки на вміст вологи, домішок і недіяльних (надто великих) часток CaCO_3 .

$$N_{\text{ф}} = \frac{D_{\text{CaCO}_3} \cdot 100^3}{(100 - W) \cdot (100 - B) \cdot C}$$

(118)

де N_f - фізична норма вапнякового матеріалу, т/га; D_{CaCO_3} - рекомендована доза вапна, т/га; W - вміст вологи у матеріалі, %; B - вміст недіяльних часток матеріалу, розміром понад 3 мм, %; C - сума карбонатів ($CaCO_3$ і $MgCO_3$) в матеріалі, %.

Таблиця 86. Оптимальні дози $CaCO_3$ для вапнування кислих ґрунтів Полісся та Лісостепу України

Ґрунт	Доза $CaCO_3$ по відношенню до повної, визначеної за N_f	Примітки
Дерново-підзолистий піщаний та глинисто-піщаний	0,75	При внесенні підвищених доз мінеральних добрив доза вапна може підвищуватись до повної
Дерново-підзолистий супіщаний	1,0	Норма може бути знижена до 0,75 у сівозмінах з льоном, люпином і картоплею при середньому рівні внесення мінеральних добрив (5-6ц/га)
Дерново-підзолистий суглинковий	1,0	
Дерново-підзолистий глейовий	1,0	
Дерново-підзолистий поверхнево оглеєний	0,5	У тих випадках, коли гідролітична кислотність нижче 4 мг-екв на 100 г ґрунту, дозу вапна доцільно підвищити до 0,75-1,0 по відношенню до повної
Сірі та темно-сірі опідзолені, чорноземи опідзолені та вилуговані	1,0	
Буроземного типу (гірські райони Карпат)	0,5-0,25	На ґрунтах з гідролітичною кислотністю від 4,5 до 8 мг-екв на 100 г ґрунту необхідно вносити 0,5 дози, а при більших значеннях кислотності (8-16) - 0,25

Для визначення потреб ґрунтів у повторному вапнуванні проводиться додаткове агрохімічне обстеження. При цьому визначають показники, які характеризують ступінь та величину кислотності. Отримані дані порівнюють з показниками, наведеними у табл. 87.

Таблиця 87. Показники кислотності ґрунтів ($pH_{КСД}$), при яких доцільне повторне вапнування

Гранулометричний склад ґрунту	Сівозміна						Культурні пасовища та сінокоси	
	польова з високою питомою вагою льону	польова з травами, льоном,	з цукровими буряками та люцерною	кормова прифермська	овочево-кормова	злакові	бобов озлак ові	
Піщаний та супіщаний	4,8	5,0	5,3	5,2	5,2	4,8	5,0	
Легко- та середньосуглинковий	5,0	5,2	5,6	5,4	5,4	5,0	5,2	
Важкосуглинковий та глинистий	5,2	5,4	5,8	5,5	5,6	5,2	5,4	
Торфовий	4,4	4,6	5,2	5,0	5,0	4,3	4,6	

Строки повторного вапнування можна визначати і за балансовими

розрахунками. За даними Українського науково-дослідного інституту землеробства, баланс кальцію та магнію в кислих ґрунтах Полісся складається таким чином, що при внесенні 5,5-6 ц/га мінеральних добрив повторне вапнування слід провести через 7-8 років після першого; при внесенні щорічно 10-12 ц/га мінеральних добрив - через 6-7 років, а в окремих районах - через 4-5. Середня періодичність вапнування ґрунтів України наведена в табл. 88.

Таблиця 88.Періодичність вапнування кислих ґрунтів України

Зона і область	Строк повторного вапнування, років
Полісся	
Волинська	6
Рівненська	6
Житомирська	6-7
Чернігівська	6-7
Лісостеп	
Київська	6
Тернопільська	6-7
Вінницька	7
Сумська	7
Хмельницька	7
Черкаська	7-8
Полтавська	8-9
Передкарпаття, Карпати, Закарпаття	
Закарпатська	4-5
Івано-Франківська	5-6
Чернівецька	5-6
Львівська	6

11.4.3.4. Строки, способи та місце внесення вапна в сівозмінах

Оптимальні умови реакції ґрунтового розчину для розвитку сільськогосподарських культур у сівозмінах регулюють агротехнічними заходами: дозою вапнякового матеріалу, його видом і якістю, місцем, строками та способом внесення.

Враховуючи різне відношення сільськогосподарських культур до реакції ґрунтового розчину, вапно в ґрунт вносять з таким розрахунком, щоб його максимальна дія проявилась на культурах першої і другої груп та меншою мірою - на культурах третьої і четвертої.

За даними науково-дослідних установ України на Поліссі, місце внесення вапна в сівозміні має значення там, де вирощують картоплю, льон і люпин. Виходячи з того, що картопля найкраще росте при $pH_{КС1}$ 5,0-5,5, люпин - 4,5-6,0, а льон - 5,5-6,5, вапнування слід проводити так, щоб не змінювати ці значення. Виходячи з цього в зерно-льоно-картопляних сівозмінах усі види помелених вапнякових матеріалів у рекомендованих дозах вносять при вирощуванні картоплі: восени - під зяблеву оранку або навесні - під переорювання зябу чи культивуацію; при вирощуванні льону та люпину - восени під зяблеву оранку.

Недоцільно вносити вапно під картоплю, льон та люпин у формі

оксиду і гідроксиду кальцію, які різко змінюють реакцію ґрунту. Кращою формою вапна для цих культур є доломітове борошно.

У Лісостепу вапно вносять під попередники тих культур, які найкраще реагують на вапнування (цукрові буряки, люцерна, конюшина, капуста, ріпак, горох). Добрі результати дає внесення вапна безпосередньо під цукрові буряки перед луценням стерні попередника з наступним заорюванням.

У західних районах України у 9-10-пільних сівозмінах з льоном та люпином, вапно доцільно вносити по півдози у два прийоми - на початку і в середині ротації, враховуючи чергування культур.

При внесенні вапна в ґрунт незалежно від зони і поля сівозміни необхідно добиватись максимального переміщення його з усією масою орного шару шляхом застосування всіх технологічних прийомів обробітку ґрунту.

З організаційних причин не завжди вдається провести вапнування в теплу пору року. Допускається внесення вапна взимку по зябу чи неораному полю на рівних за рельєфом площах або пологих (до 4-5⁰) схилах у безвітряні дні, по неглибокому свіжому снігу (до 20 см) під вимогливі до вапна культури або їх попередники, на вперше освоєних землях, луках і пасовищах. Не рекомендується проводити вапнування взимку на землях, які затоплюються навесні, а також в період відлиг та бездоріжжя.

У практиці рекомендується використовувати календар робіт по вапнуванню (табл. 89). При складанні його необхідно брати до уваги міру потреби ґрунтів у вапнуванні, особливості дії вапнякових матеріалів на окремі культури і враховувати технології їх вирощування.

Таблиця 89. Календар робіт по вапнуванню кислих ґрунтів

Місяць	Місце проведення робіт
Квітень-травень	Під культури ярого посіву і перш за все під покрив багаторічних трав
Червень-серпень	Після збирання парозаймаючих культур і трав першого та другого років використання під озимі
Вересень-жовтень	Після збирання озимих, ярових і просапних культур
Листопад-березень	По мерзлому ґрунту або снігу на рівних полях, під усі ярі культури (крім льону і картоплі), на вперше освоєних землях, луках та пасовищах

Завдання: обґрунтувати необхідність вапнування ґрунту, розрахувати дозу і фізичну норму вапна, визначити місце, строки і способи його внесення.

Хід роботи: 1. Проаналізуйте план ґрунтів і картограму кислотності з метою встановлення необхідності у вапнуванні.

2. Розрахуйте дозу вапна (CaCO₃).

3. Скоректуйте дозу вапна на оптимальну величину для певного ґрунту з урахуванням культур сівозміни і застосування мінеральних добрив.

4. Підберіть необхідний меліорант і розрахуйте фізичну норму вапнякового матеріалу.

5. Складіть план вапнування ґрунтів.

Питання для самоконтролю

1. Що таке «колоїди»? В результаті яких процесів з'являються колоїди в ґрунті? На які групи вони поділяються?
2. Поняття про ґрунтовий вбирний комплекс, ємність катіонного обміну, кислотність та лужність ґрунту.
3. Як впливає склад обмінних катіонів на фізико-хімічні та фізико-механічні властивості ґрунтів?
4. Як визначають вміст карбонатів в ґрунті і їх вплив на ріст і розвиток культурних рослин.
5. Які умови визначають лужну реакцію ґрунтового розчину? Як розраховують ступінь солонцюватості ґрунту?
6. Комплекс заходів з меліорації солонців і солонцюватих ґрунтів. Формули для розрахунку доз і норм меліорантів.
7. Що таке актуальна кислотність ґрунту? Як вона визначається і в яких межах змінюється в ґрунті?
8. Що називають потенціальною кислотністю ґрунту? Які причини її обумовлюють? На які форми і чому поділяють потенціальну кислотність ґрунту?
9. Обмінна і гідролітична кислотність. Як їх визначають і в яких межах змінюються їх величини в різних типах ґрунтів?
10. За якими показниками визначають потребу ґрунтів у вапнуванні?
11. Методи визначення доз вапна, коли , яким способом і де дносять вапнякові матеріали в сівозміні.

Розділ 12. ЗАСОЛЕНІ ГРУНТИ, МЕТОДИ ЇХ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА МЕЛІОРАЦІЇ

При наявності в ґрунтовому профілі легкорозчинних солей у концентрації 0,2-0,3%, ґрунти відносять до засолених. Це солончаки, солонці та різні за ступенем солончакуватості ґрунти.

На території України засолені ґрунти поширені в зонах Сухого Степу, Степу та Лісостепу. Природно засолені ґрунти приурочені до території з близьким заляганням соленосних порід та мінералізованих підґрунтових вод. Вторинно засолені ґрунти поширені в районах зрошувального землеробства, як наслідок застосування бездренажного зрошення або зрошення мінералізованими водами.

З водорозчинних солей у засолених ґрунтах найчастіше зустрічаються: Na_2CO_3 , NaHCO_3 , NaCl , MgCl_2 , CaCl_2 , Na_2SO_4 , MgSO_4 . Найбільш токсичними для рослин є карбонати натрію та хлориди, а найменш токсичні – сульфати. Такі солі, як CaCO_3 , MgCO_3 і CaSO_4 – для рослин не шкідливі.

12.1. Аналіз водної витяжки для визначення засоленості ґрунтів

Застосовуючи аналіз водної витяжки з ґрунту можна дуже швидко і досить точно визначити тип і ступінь його засолення, необхідність промивок, а при аналізі природних вод – можливість використання їх для зрошення. Даний аналіз є обов'язковим для всіх лужних ґрунтів.

Результати аналізу водної витяжки повинні дати відповіді на наступні питання:

1. Яка величина загального вмісту легкорозчинних солей у ґрунті і який ступінь засолення даного ґрунту?

2. Який якісний і кількісний склад цих солей?

3. Чи присутні серед солей токсичні солі та яка їх концентрація?

4. Які типи засолення із встановлених властиві досліджуваним ґрунтам і якої стадії засолення вони зазнають?

У водній витяжці визначають:

1. Сухий залишок, тобто загальну кількість водорозчинних речовин, яка дає уявлення про концентрацію ґрунтового розчину;

2. Залишок після прожарювання, тобто загальну кількість мінеральних водорозчинних речовин;

3. Показник рН;

4. Катіони (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+) та аніони (CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}).

При скороченому аналізі обмежуються визначенням сухого залишку, катіонів Ca^{2+} , Mg^{2+} , аніонів HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} .

Отримані дані виражають у відсотках з точністю до 0,001 та міліеквівалентах з точністю до 0,01.

12.1.1. Приготування водної витяжки

На технохімічних терезах зважують 100 г повітряносухого ґрунту, просіяного крізь сито з діаметром отворів 1мм. Переносять його у колбу місткістю 750 мл, приливають 500 мл

дистильованої води (співвідношення ґрунт : вода 1:5), яка не містить CO_2 , а також домішок кальцію, магнію та міді (свіжеперегнана або прокип'ячена).

Вуглекислий газ обумовлює перехід карбонатів кальцію та магнію у легкорозчинні форми і дані аналізу будуть неточні. Збільшується загальна лужність та сухий залишок ($\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$).

Колбу закривають пробкою, збовтують три хвилини і відразу фільтрують, переносячи на простий складчастий фільтр як можна більше ґрунту. Для фільтрації застосовують лійки 12-15 см. Перші мутні порції фільтрату переносять знову на фільтр, поки фільтрат не стане прозорим.

Краї фільтру, який вміщено в лійку, повинні бути вище країв лійки приблизно на 1 см, а витяжка, яка фільтрується, у свою чергу на 1-1,5 см не повинна доходити до країв лійки.

Після закінчення фільтрування фільтрат добре перемішують і колбу закривають пробкою; щоб запобігти випаровуванню витяжки і не забруднити її різними газами (NH_3 , пари HCl та ін.), які можуть бути в лабораторії.

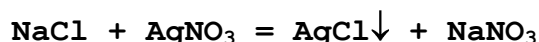
Аналіз водної витяжки проводять відразу ж після закінчення фільтрування, бо вона через 1-2 доби після отримання легко загниває.

Водні витяжки з торфів та лісових підстилок готують при відношенні 1:20, тобто беруть 25 г повітряно-сухого торфу і 500 мл дистильованої води.

12.1.2. Якісне визначення вмісту іонів

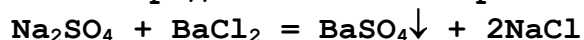
1. Визначення хлор-іону. Беруть у пробірку 5 мл водної витяжки і підкислюють її двома краплями 10%-ного розчину H_2SO_4 . Прибавляють кілька крапель 5%-ного розчину AgNO_3 і вміст пробірки перемішують.

Про наявність хлор-іону судять по осаду, що утворився, або по муті AgCl . Реакцію осадження хлор-іону можна представити рівнянням



За кількістю осаду, що утворився, відмічають: мало, багато, дуже багато.

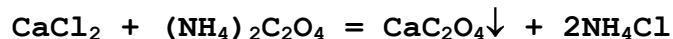
2. Визначення сульфат-іону. Беруть у пробірку 10 мл водної витяжки, приливають 1 мл 10%-ного розчину BaCl_2 і кип'ятять 1 хв. Якщо у розчині знаходяться солі сірчаної кислоти, то випадає біла муть - осад сірчаноокислого барію. Реакцію осадження сульфат-іону можна представити таким рівнянням:



За кількістю осаду, що утворився, відмічають: мало, багато, дуже багато.

3. Визначення кальцій-іону. Беруть у пробірку 5 мл водної витяжки, приливають 5 мл 4%-ного розчину щавлевокислого амонію. Доводять вміст пробірки до кипіння.

Про наявність кальцій-іону судять по осаду, що утворився, або по муті CaC_2O_4 . Реакцію осадження кальцій-іону можна представити рівнянням:



За кількістю осаду, що утворився, відмічають: мало, багато, дуже багато.

12.1.3. Визначення загальної кількості водорозчинних речовин (сухий залишок)

Беруть піпеткою або мірною колбою 100 мл водної витяжки, випаровують на водяній бані у попередньо висушеній і зваженій на аналітичних терезах фарфоровій чашці. Сухий залишок висушують у сушильній шафі при 105⁰С протягом 3 годин і після охолодження в ексикаторі зважують на аналітичних терезах. За різницею маси пустої чашки і сухим залишком визначають масу сухого залишку у взятому об'ємі витяжки. Кількість сухого залишку в процентах до маси ґрунту розраховують за формулою

$$A_c = \frac{a \cdot V \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{V_1 \cdot p} \quad ,$$

(119)

де a - маса сухого залишку, г; V - загальний об'єм води, взятий для приготування водної витяжки, мл; 100 - коефіцієнт для переводу в проценти; V_1 - об'єм витяжки, взятий на випарювання, мл; p - наважка ґрунту, г; K_{H_2O} - коефіцієнт гігроскопічності.

12.1.4. Визначення загальної кількості мінеральних водорозчинних речовин (залишок після прожарювання)

Для визначення загальної кількості мінеральних водорозчинних речовин фарфорову чашку з висушеним і зваженим сухим залишком прожарюють протягом 1-2 годин у муфельній печі або на газовому пальнику при температурі не вище 600⁰С.

Після охолодження в ексикаторі чашку зважують і знову прожарюють протягом 30 хв, охолоджують і знову зважують. Прожарювання і зважування повторюють до встановлення постійної маси.

Залишок при прожарюванні в процентах до маси ґрунту розраховують за формулою 109 для сухого залишку. Різниця між сухим залишком і залишком після прожарювання дає величину втрат при прожарюванні, тобто суму органічних водорозчинних речовин.

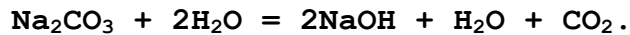
12.1.5. Визначення рН водної витяжки потенціометричним методом

У чистий сухий стакан місткістю 50 мл відлити 15-20 мл водної витяжки. За допомогою рН-метра визначити рН до другого знаку.

12.1.6. Визначення лужності водної витяжки

Лужність ґрунтового розчину залежить від наявності в ньому вільних гідроксильних іонів (ОН⁻). Обумовлена вона головним чином карбонатами і гідрокарбонатами лужних та лужноземельних металів, що знаходяться в ґрунтовому розчині і при взаємодії з водою утворюють слабкі кислоти та сильні луґи, які саме і визначають лужну реакцію. Лужність ґрунтового розчину може визиватись також гідролітично лужними солями кремневої та органічних кислот. У зв'язку з тим, що різні солі викликають неоднаковий ступінь лужності водної витяжки, прийнято виділяти: а) лужність від нормальних карбонатів і б) загальну лужність.

Лужність від нормальних карбонатів створюється головним чином при наявності в ґрунті соди (Na₂CO₃), яка добре розчинна у воді. При її взаємодії з водою утворюється сильний луг (NaOH) і слабка кислота (H₂CO₃):



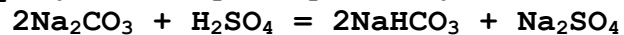
Луг добре дисоціює, створюючи у розчині велику концентрацію іонів OH^- . Лужність витяжок досягає величин рН 8,5-10.



Лужність від нормальних карбонатів виявляється у водних витяжках солончаків і солонців, які мають содове засолення.

Встановлення лужності необхідне для розробки заходів щодо її усунення. Слід зазначити, що в ґрунтах з рН менше 8,3 карбонат-іони CO_3^{2-} відсутні і лужність від нормальних карбонатів не визначають.

Суть методу визначення лужності від нормальних карбонатів полягає у титруванні певного об'єму водної витяжки сірчаною кислотою у присутності фенолфталеїну



В результаті даної реакції з'явлення в розчині іону HCO_3^- приводить до зниження рН нижче 8,3 і знебарвлення фенолфталеїну. Згідно з рівнянням реакції, сода відтитровується лише наполовину, тобто до утворення бікарбонату. Отже, загальна кількість CO_3^{2-} (лужність від нормальних карбонатів) буде дорівнювати подвійній кількості кислоти, яка пішла на титрування. Це необхідно враховувати при розрахунках.

Хід аналізу. У дві конічні колби, місткістю 100 мл, відібрати піпеткою на 25-50мл водної витяжки і додати по дві краплі фенолфталеїну; якщо у витяжці є сода, вона забарвлюється у рожевий колір. У даному випадку витяжку титрують 0,05н розчином H_2SO_4 до повного знебарвлення. Титрування слід вести при "свідку" - друга колба з такою ж кількістю індикатора - фенолфталеїну. Спочатку титрують одну колбу, а потім більш точно другу.

Розрахунки лужності від нормальних карбонатів у мг-екв на 100 г сухого ґрунту здійснюють за формулою:

$$\text{CO}_3^{2-} = \frac{2 \cdot a_1 \cdot n \cdot K_{\text{H}_2\text{SO}_4} \cdot V \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{V_1 \cdot p}$$

(120)

де 2 - коефіцієнт перерахунку бікарбонатів у карбонати; a_1 - кількість розчину H_2SO_4 , який пішов на титрування 50 мл водної витяжки, мл; n - нормальність титрованого розчину H_2SO_4 ;

$K_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ - поправочний коефіцієнт до нормальності H_2SO_4 ; V - загальний об'єм водної витяжки, мл; 100 - коефіцієнт переведення на 100 г ґрунту; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності; V_1 - об'єм фільтрату, взятий для титрування, мл; p - маса навивки ґрунту.

Вміст карбонатів у процентах розраховують за формулою:

$$\text{CO}_3^{2-} = \frac{\text{CO}_3^{2-} \text{ мг-екв} / 100\text{г} \cdot 30}{1000}$$

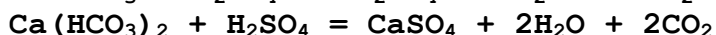
(121)

де 30 - еквівалентна маса CO_3^{2-} ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку в %.

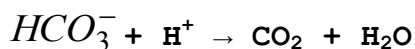
Отримані дані заносять в табл. 82.

Суть методу визначення загальної лужності полягає у титруванні водної витяжки кислотою в присутності індикатора -

метил-оранжу, тобто до рН 4,4:



Отже, реакція в даному випадку відбувається до повного руйнування гідрокарбонатів



Хід аналізу. В ту саму колбу, де правельно (без перетитрування) була визначена лужність від нормальних карбонатів (і в тому випадку, коли вона була відсутня) додати 2 краплі метил-оранжу. Витяжка набуває світло-жовтого забарвлення.

Вміст колби відтитрувати 0,05 н розчином H_2SO_4 до появи стійкого слабо-рожевого забарвлення. Титрування слід проводити при "свідку", яким служить колба з таким же об'ємом водної витяжки та індикатором. Спочатку титрують одну колбу, а потім більш точно другу. Розрахунки загальної лужності у мг-екв на 100 г ґрунту ведуть за формулою:

$$\text{HCO}_3^- = \frac{(a_1 + a_2) \cdot n \cdot K_{\text{H}_2\text{SO}_4} \cdot V \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{V_1 \cdot p}$$

(122)

де a_1 - кількість розчину H_2SO_4 , затраченого на визначення лужності, від нормальних карбонатів, мл; a_2 - кількість розчину H_2SO_4 , затраченого на визначення лужності, яку визивають бікарбонати, мл; n - нормальність титрованого розчину H_2SO_4 ; $K_{\text{H}_2\text{SO}_4}$ - поправка до нормальності H_2SO_4 ; V - загальний об'єм водної витяжки, мл; 100 - коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності; V_1 - об'єм фільтрату, взятий для титрування, мл; p - наважка повітряносушого ґрунту, г.

Вміст гідрокарбонатів у процентах розраховують за формулою

$$\text{HCO}_3^- = \frac{\text{HCO}_3^- \text{ мг-екв} / 100\text{г} \cdot 61}{1000}$$

(123) де 61 - еквівалентна маса HCO_3^- ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку в %.

Отримані дані заносять в табл.89, 90.

Таблиця 89. форма запису результатів аналізу визначення лужності від нормальних карбонатів

№ ґрунтового зразка	Маса повітряносухо го зразка ґрунту, г	Об'єм води, взятої для приготування водної витяжки, мл	Кількість фільтрату, взятого для титрування, мл	Поправка на нормальність H_2SO_4	Кількість H_2SO_4 , витраченої на титрування, мл	Вміст нормальних карбонатів (CO_3^{2-})	
						мг-екв на 100 г ґрунту	%
	p	V	V_1	KH_2SO_4	a_1		

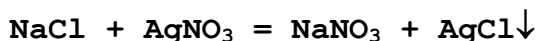
Таблиця 90. форма запису результатів аналізу визначення загальної лужності

№ ґрунтового зразка	Маса повітряно сухого зразка ґрунту, г	Об'єм води, взятої для приготування водної витяжки, мл	Кількість фільтрату, взятого для титрування, мл	Кількість H_2SO_4 , яка витраченої на титрування з індикатором, мл	Поправка на нормальність H_2SO_4	Загальна лужність (HCO_3^-)	
						фенофталеїном	метилоранжом
	p	V	V_1	a_1	a_2	KH_2SO_4	

12.1.7. Визначення хлор-іонів методом Мора

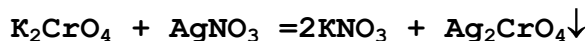
Суть методу полягає у титруванні водної витяжки азотнокислим сріблом у присутності хромовокислого калію. Через меншу розчинність AgCl та більшу Ag_2CrO_4 , іони хлору з'являються раніше, а кінець титрування встановлюють, коли в осад починає випадати хромовокисле срібло кольору червоної цегли.

Хід аналізу. В ту саму колбу, де правильно (без перетитрування) визначено загальну лужність, приливають 1 мл (10 крапель) 10%-ного розчину хромовокислого калію (K_2CrO_4) і титрують 0,05 н розчином AgNO_3 до з'явлення оранжево-червоного забарвлення. Для точного визначення кінця титрування дослід ведуть зі "свідком". Поряд поміщають другу колбу, яка містить таку саму кількість водної витяжки і K_2CrO_4 . Реакція протікає за рівнянням



і супроводжується випаданням білого осаду.

Коли весь хлор буде зв'язаний сріблом, останнє вступає у реакцію з K_2CrO_4 :



Хромовокисле срібло дає осад оранжево-червоного (червоно-бурого) забарвлення, появлення якого і служить моментом, який визначає кінець титрування.

Кількість вмісту хлор-іону у мг-екв на 100 г сухого ґрунту визначають за формулою

$$\text{Cl}^- = \frac{a \cdot n \cdot K_{\text{AgNO}_3} \cdot V \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{V_1 \cdot p} \quad (124)$$

де a - кількість AgNO_3 , який пішов на титрування, мл; n - нормальність AgNO_3 ; K_{AgNO_3} - поправка до нормальності AgNO_3 ; V - загальний об'єм водної витяжки, мл; 100 - коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; $K_{\text{H}_2\text{O}}$ - коефіцієнт гігроскопічності; V_1 - об'єм водної витяжки, взятої для титрування, мл; p - наважка повітряносухого ґрунту, г.

Вміст хлор-іону у процентах розраховують за формулою

$$\text{Cl}^- = \frac{\text{Cl}^- \text{ мг - екв} / 100 \text{ г} \cdot 35.5}{1000} \quad (125)$$

де 35,5 - еквівалентна маса Cl^- ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку в %.

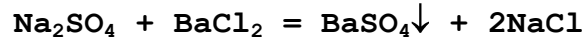
Отримані дані заносять в табл. 91.

Таблиця 91. Форма запису результатів аналізу визначення хлорид-іонів

№ грунтового зразка	Маса повітрянос ушого зразка грунту, г	Об'єм води, взятої для приготуванн я водної витяжки, мл	Кількість фільтрату, взятого для титрування, мл	Поправка на нормальність AgNO ₃	Кількість 0,05 н AgNO ₃ , який пішов на титрування, мл	Вміст хлоридів (Cl ⁻)	
						мг-екв на 100 г грунту	%
	Р	V	V ₁	КАgNO ₃	а		

12.1.8. Визначення сульфат-іонів

Суть методу визначення іона SO_4^{2-} у водній витяжці оснований на здатності його утворювати з іоном Ba^{2+} нерозчинний осад сірчаноокислого барію ($BaSO_4$). За масою осаду судять про кількість сульфат-іонів. Осаджають їх хлористим барієм. Реакція відбувається за рівнянням



Хід аналізу. Об'єм витяжки, необхідної для аналізу, встановлюють попередньою пробю на сульфат-іон. За величиною осаду і ступенем помутніння визначають об'єм витяжки для аналізу. До уваги беруть такі показники:

а) якщо помутніння відсутнє, SO_4^{2-} в розчині немає і аналіз не проводиться;

б) при помутнінні розчину, яке вказує на малий вміст SO_4^{2-} , для аналізу беруть 50 мл витяжки;

в) при випаданні осаду для кількісного визначення SO_4^{2-} беруть від 5 до 20 мл витяжки;

г) якщо осаду дуже багато, витяжку беруть в об'ємі 5-10 мл і розводять до 50 мл дистильованою водою.

Певний об'єм витяжки відбирають у термостійкий хімічний стакан місткістю 100 мл. Фільтрат нейтралізують 10%-ним розчином аміаку, підкислюють 10%-ним розчином HCl до яскраво-рожевого забарвлення метилового червоного, після чого добавляють ще 1 мл HCl .

Підкислений фільтрат нагрівають до кипіння і осаджають SO_4^{2-} гарячим 10%-ним розчином $BaCl_2$, прибавляючи його по краплях з піпетки у кількості 1-5 мл, ретельно розмішуючи.

Закривши стакан з осадом годинниковим склом, кип'ятять 2-3 хв і залишають на 2-3 години в теплому місці, після чого осад відфільтровують через маленьку лійку зі щільним беззольним фільтром, переносячи осад на фільтр лише в кінці фільтрації. Осад на фільтрі та стакан ретельно промивають гарячою дистильованою водою, злегка підкисленою 10%-ною HCl , до повного зникнення реакції на барій (проба з 10%-ною H_2SO_4).

Фільтрат з осадом просушують на лійці і фільтр переносять у прожарений і зважений на аналітичних терезах фарфоровий тигель, обуглюють під тягою на газовому пальнику, а потім ставлять у муфельну піч і прожарюють при температурі не вище $600-700^{\circ}C$ протягом 20-25 хв. При температурі понад $800^{\circ}C$ осад розкладається.

Виймають тигель з туюфельної печі, охолоджують в ексикаторі, зважують на аналітичних терезах, потім повторно його прожарюють до сталої маси 30 хв і за різницею між масою осаду з тиглем і масою порожнього тигля визначають масу прожареного $BaSO_4$. Кількість SO_4^{2-} розраховують за формулою у мг-екв на 100 г сужого ґрунту:

$$SO_4^{2-} = \frac{a \cdot V \cdot 0,4114 \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{V_1 \cdot p} ,$$

(126)

де a - маса осаду $BaSO_4$, г; V - загальна кількість води, яку взято для приготування водної витяжки, мл; $0,4114$ -

коефіцієнт переведення $BaSO_4$ у SO_4^{2-} ; 100 - коефіцієнт перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H_2O} - коефіцієнт гігроскопічності; V_1 - об'єм витяжки, взятої для визначення SO_4^{2-} , мл; p - наважка повітряносухого ґрунту, г.

Вміст сульфат-іонів у відсотках розраховують за формулою:

$$SO_4^{2-} = \frac{SO_4^{2-} \text{ мг-екв} / 100 \text{ г} \cdot 48,03}{1000}$$

(127)

де 48,03 - еквівалентна маса SO_4^{2-} ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку у відсотки.

Отримані дані заносять в табл. 92.

Таблиця 92. Форма запису результатів аналізу визначення сульфат-іонів

№ ґрунтового зразка	Маса повітряно сухого ґрунту, г	Об'єм води, взятої для приготування водної витяжки, мл	Об'єм витяжки, взятої для визначення SO_4^{2-} , мл	Маса осаду, г	Вміст сульфат-іонів (SO_4^{2-})	
					мг-екв/100 г ґрунту	%
	p	V	V_1	a		

12.1.9. Визначення кальцію та магнію трилонометричним методом

Для визначення беруть піпеткою 5-25 мл водної витяжки залежно від величини осаду при якісному визначенні Ca^{2+} в колбу на 200 мл, розбавляють дистильованою водою в 3-5 разів і проводять визначення Ca^{2+} комплексонометричним методом з трилоном-Б, як вказано в розділі 6.

Потім визначають суму Ca^{2+} і Mg^{2+} . Кількість магнію розраховують за різницею між другим (Ca^{2+} і Mg^{2+}) і першим (Ca^{2+}) визначеннями.

При визначенні Ca^{2+} розрахунки ведуть за формулою

$$Ca^{2+} = \frac{a \cdot 0,05 \cdot K_{TP-B} \cdot V \cdot 100 \cdot K_{H_2O}}{V_1 \cdot p}$$

(128)

де Ca^{2+} - вміст іонів кальцію, мг-екв на 100 г сухого ґрунту; a - кількість 0,05 н трилону-В, який пішов на титрування, мл; 0,05 - нормальність розчину трилону-Б; K_{TP-B} - поправка до нормальності трилону-Б; V - кількість дистильованої води, приливої до наважки ґрунту, мл; 100 - для перерахунку на 100 г ґрунту; K_{H_2O} - коефіцієнт гігроскопічності; V_1 - об'єм фільтрату взятого для титрування, мл; p - наважка повітряносухого ґрунту, г.

Для переводу вмісту іонів кальцію у відсотки застосовують формулу:

$$Ca^{2+} = \frac{Ca^{2+} \text{ мг-екв} / 100 \text{ г} \cdot 20}{1000}$$

(129)

де 20 - еквівалентна маса Ca^{2+} ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку у відсотки.

Отримані дані заносять до табл. 86.

Вміст суми іонів Ca^{2+} та Mg^{2+} в мг-екв на 100 г ґрунту розраховують за формулою:

$$\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = \frac{a \cdot 0,05 \cdot K_{\text{TP-B}} \cdot V \cdot 100 \cdot K_{\text{H}_2\text{O}}}{V_1 \cdot p},$$

(130)

де значення показників такі, як у формулі 119.

Отримані дані заносять до табл. 94.

Для визначення вмісту іону магнію у мг-екв на 100 г ґрунту від суми Ca^{2+} та Mg^{2+} необхідно відняти вміст іонів Ca^{2+} у мг-екв на 100 г ґрунту.

Для переводу вмісту іонів магнію у відсотки користуються формулою:

$$\text{Mg}^{2+} = \frac{\text{Mg}^{2+} \text{ мг-екв} / 100 \text{ г} \cdot 12}{1000},$$

(131)

де 12 - еквівалентна маса Mg^{2+} ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку у відсотки.

Отримані дані заносять до табл. 95

12.1.10. Визначення іонів натрію та калію

Суть методу. Вміст іонів Na^+ та K^+ визначають у водній витяжці за допомогою полуменевого фотометра. Для визначення натрію використовують світлофільтр з довжиною хвилі 589, для калію - 766 нм.

Хід аналізу. Приготовляють шкалу зразкових розчинів для калібрування полуменевого фотометра. Для цього в мірну колбу місткістю 250 мл вливають з бюретки таку кількість зразкового розчину:

Номер зразкового розчину	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Об'єм вихідного зразкового розчину, мл	0	1	3	5	7	10	15	20	25	30
Вміст натрію, мг-екв на 100 г ґрунту	0	1	3	5	7	10	15	20	25	30
Вміст калію, мг-екв на 100 г ґрунту	0	0,5	1,5	2,5	3,5	5	7,5	10	12,5	15

Об'єм розчинів у колбах доводять до риски водою і добре перемішують. За допомогою шкали зразкових розчинів калібрують полуменевий фотометр. Знаючи вміст натрію, калію і показники шкали гальванометра, будують калібрувальні графіки.

Водну витяжку фотометрують аналогічно. Потім обчислюють вміст натрію та калію у мг-екв на 100 г ґрунту за допомогою калібрувального графіка.

Таблиця 93. форма запису результатів аналізу визначення іонів кальцію

№ грунтового зразка	Маса повітряно сухого зразка грунту, г	Об'єм води, взятої для приготування водної витяжки, мл	Кількість фільтрат у, взятого для титруван	Поправка на нормальн ість трилону- Б	Кількість 0,05 н трилону-Б, який пішов на титрування, мл	Вміст іонів Ca ²⁺
						мг-екв на 100 г грунту %
	Р	V	V ₁	K _{ТР-Б}	а	

Таблиця 94. форма запису результатів аналізу визначення іонів кальцію та магнію

№ грунтового зразка	Маса повітряно сухого зразка грунту, г	Об'єм води, взятої для приготуванн я водної витяжки, мл	Кількість фільтрату , взятого для титруванн я, мл	Поправка на нормальніст ь трилону-Б	Кількість 0,05 н трилону-Б, який пішов на титрування, мл	Вміст іонів Ca ²⁺ та Mg ²⁺ ,
						мг-екв на 100 г грунту
	р	V	V ₁	K _{ТР-Б}	а	

Таблиця 95 Підсумкова таблиця результатів аналізу водної витяжки

№ грунто вого зразк а	Сухий залиш ок, %	Мінерал ьний залишо к, %	Аніони				Катіони			Загальна сума іонів, отриманих при аналізі
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	Сума	Ca ²⁺	Mg ²⁺	

В % від маси сухого грунту

В мг-екв на 100 г сухого грунту

Для переведу отриманих даних у відсотки застосовують такі:

формули:

$$Na^+ = \frac{Na^+ \text{ мг} - \text{екв} / 100\text{г} \cdot 23}{1000} \quad ,$$

(132)

$$K^+ = \frac{K^+ \text{ мг} - \text{екв} / 100\text{г} \cdot 39,1}{1000} \quad ,$$

(133)

де 23 - еквівалентна маса Na^+ ; 39,1 - еквівалентна маса K^+ ; 1000 - коефіцієнт для перерахунку в %.

Отримані дані заносять у табл. 96.

12.1.11. Визначення суми натрію та калію методом розрахунку

При аналізі водної витяжки часто Na^+ і K^+ безпосередньо не визначають, а розраховують. Розрахунковий метод визначення суми Na^+ і K^+ заснований на тому, що у розчині сума аніонів еквівалентна сумі катіонів.

У водній витяжці визначають аніони CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} та катіони Ca^{2+} , Mg^{2+} . Різницю між сумою еквівалентів аніонів та катіонів приймають як еквівалентну кількість Na^+ і K^+ .

При таких розрахунках допускають, що всіх інших аніонів та катіонів у водній витяжці мало і їх можна не враховувати. Проте в деяких ґрунтах засоленого ряду такі аніони, як NO_3^- та NO_2^- інколи зустрічаються в значних кількостях, тому визначення Na^+ , K^+ за різницею не завжди дає добрі результати і має відносне значення.

Дані для визначення сухого і прожареного залишку по всіх аніонах та катіонах заносять у підсумкову табл. 81.

12.1.12. Перевірка точності аналізу водної витяжки

У зв'язку з тим, що для визначення тих або інших іонів застосовуються різні методи, які мають неоднакову точність, а отже і помилки, отримані результати аналізу водної витяжки потребують перевірки.

Існує декілька шляхів перевірки імовірності результатів:

1. Співставленням суми солей (аніонів та катіонів), виражене у процентах, з величиною сухого залишку (в ґрунтах, де багато водорозчинних органічних речовин, краще з величиною мінерального залишку).

Сума солей (катіонів та аніонів) у процентах повинна дорівнювати сухому залишку (також у процентах), тобто

$$(CO_3^{2-} + HCO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}) + (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+) = \text{сухий залишок, \%}.$$

Коли підсумовується процент аніонів, HCO_3^- береться у половинній кількості, бо при випаровуванні в процесі одержання сухого залишку половина CO_2 бікарбонатів випаровується:



Звичайно величина сухого залишку більша суми іонів. Це може

бути пов'язано з наявністю кристалізаційної води в солях сухого залишку, а також з присутністю в сухому залишку водорозчинних органічних сполук.

Аналіз водної витяжки вважається виконаним вірно при, якщо розходження між величинами сухого залишку і сумою аніонів та катіонів не перевищує 5%.

2. Співставленням аніонної та катіонної частин між собою (тобто суми аніонів та суми катіонів), які виражені у мг-екв на 100 г сухого ґрунту.

Сума міліеквівалентів аніонів і сума міліеквівалентів катіонів повинні бути рівні між собою

$$\Sigma (CO_3^{2-} + HCO_3^- + Cl^- + SO_4^{2-}) \text{ мг-екв} = \Sigma (Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+) \text{ мг-екв}$$

Гранично допустиме розходження між аніонною і катіонною частинами, вираженими у мг-екв, не повинно перевищувати 7%.

3. Помилку аналізу водної витяжки, коли визначені головні аніони ($HCO_3^-; Cl^-; SO_4^{2-}$) і катіони ($Ca^{2+}; Mg^{2+}; Na^+; K^+$), можна розрахувати за формулою

$$\Delta = \frac{(\Sigma \text{катіонів} - \Sigma \text{аніонів}) \cdot 100}{(\Sigma \text{катіонів} + \Sigma \text{аніонів})}$$

(134)

де Δ - відносна помилка аналізу, %.

Основною причиною розходження між аніонною та катіонною частинами є помилки, які виникають при визначенні кожного з іонів (відносна помилка визначення окремого іона дорівнює 1%), звідси відносна помилка суми головніших іонів ($HCO_3^-; Cl^-; SO_4^{2-}; Ca^{2+}; Mg^{2+}; Na^+; K^+$) дорівнює 7 %.

Розходження може бути спричинене присутністю у водній витяжці іонів, які не визначаються аналізом: $Fe^{2+}; Fe^{3+}; Al^{3+}; Mn^{2+}; HSO_3^-; NO_3^-; HPO_4^{2-}$ та ін.

12.2. Встановлення типу і ступеня засоленості ґрунту

У зв'язку з тим, що різні солі неоднаково токсичні для рослин, засолені ґрунти розрізняють за складом солей. Перш ніж встановити ступінь засолення ґрунту, необхідно визначити хімізм (тип) засолення. Останній визначається аналізом водних витяжок і заснований на співвідношенні аніонів та катіонів. Класифікація ґрунтів за хімізмом засолення, розроблена інститутом ґрунтознавства ім. В.В. Докучаєва, наведена в табл. 96.

У водній витяжці можуть бути присутні такі солі: легкорозчинні - $NaCl, Na_2SO_4, Na_2CO_3, NaHCO_3, MgCl_2, CaCl_2, MgSO_4$, слабкорозчинні - $CaSO_4, MgCO_3, Ca(HCO_3)_2$, важкорозчинні - $CaCO_3$. До токсичних відносяться всі легкорозчинні солі, а з слабкорозчинних - $MgCO_3$; до нетоксичних - всі слабо- і важкорозчинні солі. Тому дуже важливо встановити, які та скільки токсичних і нетоксичних солей.

Таблиця 96. Хімізм (тип) засолення ґрунтів (за Н.І. Базилевич, Е.І. Панковою)

За аніонним складом	Відношення аніонів, мг-екв			Відношення катіонів і аніонів, мг-екв	За катіонним складом мг-екв	Відношення катіонів, мг-екв		
	$\frac{Cl^-}{SO_4^{2-}}$	$\frac{HCO_3^-}{Cl^-}$	$\frac{HCO_3^-}{SO_4^{2-}}$			$\frac{Na^+}{Mg^{2+}}$	$\frac{Na^+}{Ca^{2+}}$	$\frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+}}$
Хлоридний	>2,5	-	-		Натрієвий	>1	>1	-
Сульфатно-хлоридний	2,5-1	-	-		Натрієво-магнієвий	<1	>1	>1
Хлоридно-сульфатний	1-0,2	-	-		Магнієво-натрієвий	>1	>1	>1
Сульфатний	<0,2	-	-		Кальцієво-натрієвий	>1	>1	<1
Содово-хлоридний	>1	<1	>1	$HCO_3^- > Ca^{2+} + Mg^{2+}$	Кальцієво-магнієвий	<1	<1	>1
Содово-сульфатний	<1	>1	<1	Те саме	Натрієво-кальцієвий	>1	<1	<1
Хлоридно-содовий	>1	>1	>1	Те саме	Магнієво-кальцієвий	<1	<1	<1
Сульфатно-содовий	<1	>1	>1	Те саме	Магнієвий	<1	-	>1
Сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатний	-	>1	>1	$HCO_3^- > Na^+ + Ca^{2+} + Na^+ < Ca^{2+} + Na^+ < Mg^{2+}$				

Розрахунки вмісту токсичних солей за даними аналізу водної витяжки проводять наступним чином. До токсичних відносяться:

іони Na^+ , Mg^{2+} , Cl^- , CO_3^{2-} ; іони SO_4^{2-} та HCO_3^- зв'язні з Na^+ та Mg^{2+} ; іони Ca^{2+} , зв'язні з Cl^- . Залежно від складу водної витяжки можливі такі варіанти розрахунку токсичних іонів:

1. Якщо вміст іона HCO_3^- менше Ca^{2+} , а вміст Ca^{2+} менше SO_4^{2-} , то розраховують лише токсичний іон SO_4^{2-} , зв'язаний з Na^+ та Mg^{2+} за формулою:

$$\text{SO}_4^{2-} \text{ токс} = (\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}) - \text{Cl}^- , \quad (135)$$

Наприклад, за даними водної витяжки вміст іонів становить:

HCO_3^- - 0,44 мг-екв; Cl^- - 5,38; SO_4^{2-} - 5,99; Ca^{2+} - 2,30; Mg^{2+} - 1,65; Na^+ - 7,86 мг-екв на 100 г ґрунту.

$$\text{SO}_4^{2-} \text{ токс} = (7,86 + 1,65) - 5,38 = 4,13 \text{ мг-екв.}$$

Кількість токсичних іонів у витяжці така: Cl^- - 5,38; SO_4^{2-} - 4,13; Mg^{2+} - 1,65; Na^+ - 7,86 мг-екв.

2. Якщо вміст HCO_3^- менше Ca^{2+} , а Ca^{2+} більше SO_4^{2-} , розраховують токсичний Ca^{2+} , зв'язаний з Cl^- , за формулою

$$\text{Ca}^{2+} \text{ токс} = \text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}) , \quad (136)$$

3. Якщо вміст іона HCO_3^- більше Ca^{2+} , розраховують токсичний HCO_3^- за формулою:

$$\text{HCO}_3^- \text{ токс} = \text{HCO}_3^- \text{ заг.} - \text{Ca}^{2+} , \quad (137)$$

Вміст іонів, виражений у міліеквівалентах, множать на міліеквівалентну масу, яка дорівнює: Ca^{2+} - 0,02; Mg^{2+} - 0,012; Na^+ 0,023; K^+ - 0,039; Cl^- - 0,035; HCO_3^- - 0,061; CO_3^{2-} - 0,031; SO_4^{2-} - 0,053; отримуємо вміст токсичних іонів у відсотках від маси сухого ґрунту. Сума їх дає суму токсичних солей у відсотках.

Сума токсичних солей (%) при вмісті токсичних іонів, як у нашому прикладі, буде становити:

$$\text{Cl}^- - 5,38 \cdot 0,035 = 0,18870$$

$$\text{SO}_4^{2-} - 4,13 \cdot 0,053 = 0,21889$$

$$\text{Mg}^{2+} - 1,65 \cdot 0,012 = 0,01980$$

$$\text{Na}^+ - 7,86 \cdot 0,023 = 0,18078$$

$$\text{Сума} \quad 0,60817 \approx 0,61 \%$$

Враховуючи, що за співвідношенням іонів у даному ґрунті тип засолення хлоридно-сульфатний, за даними табл. 97 встановлюємо ступінь засолення, який відповідає градації сильнозасолений. Отже, в нашому прикладі маємо сильнозасолений ґрунт з хлоридно-сульфатним типом засолення.

Таблиця 97. Класифікація ґрунтів за ступенем засолення (солончакуватості) залежно від складу солей (за Н.І. Базилевич, Е.І. Панковю)

Ступінь засолення	Хімізм (тип) засолення, сухий залишок (сума солей), %						
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний	содово-хлоридний, хлоридно-содовий, содовий	содово-сульфатний, сульфатно-содовий	сульфатно- або хлоридно-гідрокарбонатний
Незасолені	<0,05	<0,1	<0,2	<0,3	<0,1	<0,15	<0,2
Слабкозасолені	0,05-0,15	0,1-0,2	0,2-0,4	0,3-0,4	0,1-0,2	0,15-0,25	0,2-0,4
Середньозасолені	0,15-0,3	0,2-0,4	0,4-0,6	0,4-0,8	0,2-0,3	0,25-0,4	0,4-0,5
Сильнозасолені	0,3-0,7	0,4-0,8	0,6-0,9	0,8-1,2	0,3-0,5	0,4-0,6	Не зустрічаються
Дуже сильнозасолені (солончаки)	>0,7	>0,8	>0,9	>1,2	>0,5	>0,6	Те саме

Користуючись табл. 98 встановлюємо, що на такому ґрунті слід очікувати сильне пригнічення і випадки рослин, яке супроводжується зниженням урожаю на 50-80%.

Про направленість сольового режиму ґрунтів (відбувається процес засолення чи розсолення) можна судити за характером аніонного складу водної витяжки. Хлоридний тип засолення характерний для ґрунтів з прогресивним соленакопиченням, хлоридно-сульфатний - ґрунтам проміжного ряду, а сульфатний - ряду розсолення (при наявності акумуляції гіпсу).

Таблиця 98. Ступінь засолення і стан польових культур

Ступінь засолення ґрунтів	Стан середньостійких рослин
Незасолені	Добрий ріст і розвиток (рослини не випадають, врожай нормальний)
Слабкозасолені	Слабке пригнічення (спостерігаються випадки рослин, зниження врожаю на 10-20%)
Середньозасолені	Середнє пригнічення (випадки рослин, зниження врожаю на 20-50%)
Сильнозасолені	Сильне пригнічення (випадки рослин, зниження врожаю на 50-80%)
Дуже сильнозасолені	Вживають поодинокі рослини (врожай практично відсутній)

12.3. Елементи меліорації засолених ґрунтів

Боротьба з засоленням включає комплекс профілактичних заходів, які направлені на регулювання сольового режиму ґрунтів залежно від потреб рослин до складу ґрунтів. Оптимальна концентрація легкорозчинних солей в ґрунтових розчинних не повинна перевищувати 5-6 г/л. Гранічнодопустимий вміст солей залежно від типу засолення ґрунту наведено в табл. 99. За рахунок дренажу та інших заходів необхідно забезпечити зниження рухомих солей у кореневмісному шарі до наведених значень.

Враховуючи, що одним з основних джерел засолення ґрунтів є неглибоко залягаючі мінералізовані підґрунтові води - їх рівень необхідно підтримувати на глибині, близькій до критичної, для створення умов, щоб водообмін ґрунту з підґрунтовими водами за вегетаційний період був від'ємним і були відсутні висхідні токи води в зоні аерації.

Критична глибина залягання підґрунтових вод для лесових ґрунтів залежно від ступеня їх мінералізації за А.М. Костяковим становить:

мінералізація, г/л	критична глибина, м
3	1,7-2,2
3-5	2,2-3,0
5-7	3,0-3,5

Таблиця 99. Верхня межа допустимого вмісту солей у ґрунті залежно від типу засолення, % на суху наважку (за даними аналізу водної витяжки, ґрунт : розчин 1:5)

Параметри	Тип засолення							
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний	содово-хлоридний, хлоридно-содовий	содово-сульфатний, сульфатно-содовий	сульфатно-хлоридно-гідрокарбонатний	
Загальний вміст солей (сухий залишок)	0,15	0,20	0,4 (1,2)*	0,6 (1,2)*	0,20	0,25	0,40	
Сума токсичних солей	0,10	0,12	0,25	0,30	0,15	0,25	0,30	
Токсичний сульфат-іон	0,02	0,04	0,11	0,14	-	0,07	0,10	
Хлор-іон	0,03	0,03	0,03	0,03	0,02	-	0,03	
Рухомий натрій-іон	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046	0,046	
Гідрокарбонат-іон	0,08	0,08	0,08	0,08	0,10	0,10	0,10	
РН у суспензії 1:2,5	8,3	8,3	8,3	8,3	8,5	8,5	8,5	
Ввібраний натрій	У високогумусних та малогумусних ґрунтах верхня межа не повинна перевищувати відповідно 10 і 5% від суми катіонів							
*Цифри без дужок відповідають вмісту гіпсу в ґрунтах до 0,5%, у дужках - понад 0,5%.								

На важких ґрунтах критична глибина на 20% більша ніж наведені:

дані. В залежності від кліматичних умов місцевості критичну глибину залягання ґрунтових вод (Нкр, м) можна розрахувати за формулою В.А.Ковди

$$\text{Нкр} = 170 + 8 \cdot t^{\circ},$$

(138)

де t° - середньорічна температура повітря, $^{\circ}\text{C}$.

При освоєнні засолених ґрунтів дуже важливо підбирати рослини, враховуючи їх солестійкість. Відносна солестійкість рослин наведена в табл. 100.

Таблиця 100. Відносна солестійкість рослин

Нестійкі	Середньостійкі	Стойкі
<u>Польові культури</u>		
Квасоля, горох	Жито, пшениця, сорго, соя, боби кінські, кукурудза, льон, соняшник	Ячмінь, цукровий і кормовий буряк, ріпак
<u>Кормові трави</u>		
Конюшина повзуча, шведська, лучна, лисохвіст	Буркун білий і жовтий, райграс багаторічний, кострець, канаркова трава, суданська трава, люцерна, вівсяниця лугова, лядвенець, грястиця збірна	Споробулус, безкильниця, пирій високий і американський, вівсяниця висока, мятлик
<u>Овочеві культури</u>		
Редис, квасоля на боби	селера, зелені	Томати, капуста кочанна та цвітна, кукурудза цукрова, картопля, перець, морква, цибуля, горох, гарбузи столові, огірки
<u>Плодові культури</u>		
Груша, слива, абрикос, полуниця	яблуня, мигдаль, персик,	Гранат, виноград
		Відсутні

Плодові культури взагалі не слід розміщувати на засолених ґрунтах. Навіть глибокозасолені ґрунти (солі на глибині 150-200 см) несприятливі для росту і плодоношення саду, здебільшого викликаючи його передчасну загибель.

За дією на плодові дерева, розрізняють дві групи шкідливих солей: нейтральні та лужні. Кількість нейтральних солей (MgSO_4 , MgCl_2 , Na_2SO_4 , NaCl , CaCl_2) в кореневмісному шарі не повинна перевищувати для яблуні і груші 3,5-4, для абрикоса 4,0-4,5 мг-екв на 100 г ґрунту. Лужні солі (Na_2CO_3 , NaHCO_3 , $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$) більш отруйні, їх гранично допустимий вміст не повинен перевищувати 1 мг-екв на 100 г ґрунту.

Для плодових культур запропоновано межу солестійкості визначати вмістом солей, що дозволяє збирати 50% урожаю порівнянно з незасоленими ґрунтами. Дані про гранично допустимі концентрації солей під плодові культури наведено в таблицях 101,

102.

Таблиця 101. Гранично допустимі концентрації солей у ґрунтах, які відводяться під плодові насадження, мг-екв на 100 г ґрунту (за С.Ф. Неговеловим)

Група ґрунтів	Шкідливі солі	Глибина шарів ґрунту, см				Придатність ґрунтів під плодові насадження
		0-100	100-160	160-200	200-300	
I	Сульфати	2,0	2,0	2,0	2,0	Добрі для всіх плодових культур
II	Хлориди Сульфати	0,3 2,0	0,3 2,0	0,3 2,0	0,3 2,0-3,0	Задовільні для всіх плодових культур
III	Хлориди Сульфати	0,3 2,0	0,3 2,0-2,5	0,3 2,0-3,0	0,3-0,5 3,0-3,5	Задовільні для кісточкових порід, крім черешні; незадовільні для зерняткових
IV	Сульфати	2,0	3,0	5,0	5,0	Непридатні під плодові насадження

Отже, боротьба із засоленням ґрунтів включає систему профілактичних заходів: спорудження зрошувальних систем з проведенням протифільтраційних робіт, будову дренажу, підбір солестійких культур і дотримання технологій їх вирощування, оптимізацію поливного режиму, періодичне промивання ґрунтів та ін.

Таблиця 102. Гранично допустимі концентрації лужних солей у ґрунтах, які відводяться під плодові насадження в шарі 50-100 см (за В.Ф. Івановим)

Порода	Підщепа	Вміст лужних солей, мг-екв на 100 г ґрунту			
		Загальна лужність (HCO_3^-)	Na_2CO_3	NaHCO_3	$\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$
Черешня	Черешня	0,60	Не допустимо		<0,20
Яблуня	Дика лісова яблуня	0,80	Те саме	<0,20	<0,20
Груша	Дика лісова груша	0,80	Те саме	<0,20	<0,20
Слива	Алича	1,00	<0,05	<0,25	<0,25

12.3.1. Способи видалення солей з профілю засолених ґрунтів

Основним і найбільш доцільним способом видалення солей з ґрунту є *наскрізне їх промивання* на фоні горизонтального, вертикального або комбінованого дренажу. Цей захід дозволяє створити на зрошуваному масиві (за несприятливого природного дренажу) необхідні умови для стійкого

промивного водного режиму і відводу сольових розчинів за межі поля. Застосовуються й інші способи видалення солей.

Механічне видалення солей полягає у згрібанні сольової кірки солончаків тракторними скребками з наступним трансформуванням за межі зрошуваного масиву. Видалення солей таким способом корисно проводити перед промиванням. Воно сприяє зменшенню витрат промивних вод на розсолення і прискорює процес промивання ґрунту.

Заорювання солей застосовується на слабозасолених ґрунтах, коли нижні горизонти профілю вільні від солей, а їх дещо підвищена концентрація зосереджена на невеликій глибині у поверхневому горизонті профілю. Глибока полицева оранка (до 30-32 см) при відносно глибокому гумусовому горизонті створює умови для рівномірного розбавлення солей в орному шарі до рівня концентрацій безпечних для росту і розвитку сільськогосподарських культур.

Поверхнєве промивання застосовується для видалення солей з кореневмісних горизонтів важких ґрунтів з низькою водопроникністю, високими вологоємністю та вмістом солей у верхніх горизонтах і відносно низьким в глибоких шарах ґрунтового профілю.

За поверхневого поливу видалення солей з верхніх горизонтів відбувається шляхом декантації, який передбачає систематичне розчинення солей у промивних водах та їх скидання за межі поля. Повторна декантація новими порціями води здійснюється за один прийом 2-3 рази. Спосіб передбачає застосування значних мас води (до 20-30 тис. м³/га), він дозволяє поєднувати промивку і вимивання солей з вирощуванням рису або розведенням риби на зрошуваних масивах.

Вимивання солей - застосовується на слабозасолених ґрунтах з глибоким заляганням підґрунтових вод. При застосуванні цього способу тимчасове опріснення ґрунту досягається шляхом витіснення (вимивання) солей в нижній горизонт профілю, але без надходження їх до підґрунтових вод. Використовують його при умові, що дорослі рослини переносять властиве даному ґрунту засолення, а для молодих - після поливу створюються сприятливі умови в початковій фазі вегетації.

Наскрізна промивка передбачає вилучення водорозчинних солей з усієї товщі ґрунтового профілю, винос їх до підґрунтових вод і видалення в умовах природного або штучного дренажу за межі зрошувального масиву. При наскрізній промивці можливе опріснення не тільки ґрунтової товщі, ґрунтоутворюючих і підстилаючих порід, але і верхніх шарів підґрунтових вод.

Промивна норма - це кількість води, яку необхідно подати для промивки солей протягом промивного періоду. Промивку здійснюють переважно восени і взимку в умовах обмеженого випаровування, у два етапи. На першому - після насичення ґрунту водою до стану найменшої вологоємності відбувається розчинення солей. На другому етапі солевий розчин витискують додатковою порцією промивної води.

В практиці можливо і необхідно отримувати високий промивний ефект за мінімальних витрат води, тому обов'язковим є виконання ряду умов:

■ перед промивкою на полі необхідно провести ретельне вирівнювання поверхні, інакше промивка буде нерівномірною і малоефективною;

■ після вирівнювання проводять глибоку оранку, боронування і вирівнювання поверхні волокушею або легкими катками. Це забезпечить рівномірне затоплення поля і повільну та рівномірну фільтрацію промивної води крізь товщу ґрунту, що підвищує ефективність вилуговування солей;

■ перед промивкою поле розбивають на чеки (розмірами від 0,1 до 0,5 га), щоб шар води при затопленні був по можливості однаковим на всій площі;

■ промивна норма подається на поле не відразу, а окремими порціями;

■ промивки доцільно проводити в осінньо-зимовий період (листопад-січень), коли втрата води з поверхні ґрунту на випаровування мінімальна, а підґрунтові води залягають найбільш глибоко; крім того, ефект промивок посилюється внаслідок конденсації водяної пари у верхніх ґрунтових горизонтах і за рахунок випадających опадів.

Промивання в ранні строки і особливо влітку небажані, тому що при значному випаровуванні відбувається реставрація засолення. Пізні промивки в кінці зими і навесні можуть затримувати і погіршувати якість польових робіт;

■ важливо після промивних поливів створити умови, які запобігають відновленню капілярно-сольових потоків і забезпечити відповідне розпушення ґрунту. Вирішувати ці питання можна боронуванням, відразу як ґрунт набуде стану фізичної стиглості з наступним чизелюванням глибших шарів, або кротуванням;

■ промивки краще робити на полях, які в наступному році будуть зайняті травами (люцерною або трав'яними сумішками). Промивний ефект в даному випадку закріплюється, а при високому рівні агротехніки і правильному поливному режимі - посилюється.

■ важливою умовою розсолення ґрунтів є створення вільного відтоку промивних вод в глибокі підґрунтові води чи в дренажну систему і за межі ділянки розсолення. Слід досягти такої ефективності відводу промивних вод, при якій підґрунтові води на початок весняних польових робіт будуть не вище критичного рівня від поверхні ґрунту. За відсутності належного відтоку промивні води застоюються в ґрунті, випаровуються і як наслідок засолення відновлюється, а ефект промивки знижується або зовсім не проявляється.

Для розрахунку промивної норми Л.П.Розов запропонував рівняння:

$$H_n = W_{ne} - W_t + n \cdot W_{ne}$$

де H_n - промивна норма, W_{ne} - найменша польова вологоємність, W_t - запаси вологи в ґрунті перед промивкою, м³/га, n - коефіцієнт, залежний від ступеня засолення ґрунту.

Л.П.Розовим показано, якщо ґрунт наситити до НВ, то одна додаткова порція води ($n = 1$) може видалити від 60 до 90% водорозчинних солей.

В.А.Ковдою для розрахунку промивної норми запропоновано формулу, яка враховує фізичні властивості ґрунту, глибину і мінералізацію підґрунтових вод:

$$H_n = n_1 - n_2 - n_3 - 400S (\pm) 100,$$

де H_n - норма промивки, мм; S - середній вміст солей в шарі 0,2 м, %, n_p , n_2 , n_3 - коефіцієнти, що відображають залежність норм промивки від властивостей ґрунту і підґрунтових вод (табл. 103).

Таблиця 103. Величина коефіцієнтів n_1 , n_2 , n_3 для розрахунку норми промивки (В.А.Ковда, 1947)

Механічний склад	n_1	Глибина залягання рівня підґрунтових вод, м	n_2	Мінералізація підґрунтових вод	n_3
Пісок	0,5	> 7-10	1	Мала і середня	1,0
Суглинок	1,2	5	1,5	Сильна	2,0
Глина	2,0	1,5-2,0	3	Розсоли	3,0

Широке застосування отримала формула для розрахунку норм промивки засоленних ґрунтів, запропонована В.Р.Волобуєвим:

$$H_n = 10000 a \cdot \lg S_n/S_o,$$

де H_n - промивна норма, м³/га, a - показник солевіддачі, який визначається за даними випробувальних промивок (табл. 104), S_n - вміст солей в промивному шарі до початку промивки, % від маси ґрунту; S_o - допустимий вміст солей, % від маси ґрунту.

Таблиця 104. Значення показника солевіддачі «а» в залежності від типу засолення і механічного складу ґрунтів, що підлягають промиванню (В.Р.Волобуєв, 1975)

Ступінь засолення	Тип засолення			
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний
Піщаний, супіщаний	0,62	0,72	0,82	1,18
Суглинковий	0,92	1,02	1,12	1,41
Легкоглинковий	1,22	1,32	1,42	1,78
Середньо і важкоглинистий	1,80	1,90	2,10	2,40
Злит глини	2,70	2,80	3,00	3,80

За даного методу промивка ґрунтів вважається завершеною, якщо допустимий вміст солей (S_o) в ґрунтовій товщі не перевищує наступних величин: при хлоридному типі засолення 0,2, сульфатно-хлоридному 0,3, хлоридно-сульфатному 0,4, сульфатно-кальцієвому 1,0% від маси сухого ґрунту.

Відомо, що оптимальна концентрація легкорозчинних солей в ґрунтових розчинах не повинна перевищувати 5-6 г/л. Гранично допустимий вміст

солей залежно від типу засолення ґрунту наведено в табл. 99. За рахунок промивок, дренажу, вегетаційних поливів та інших заходів необхідно забезпечити зниження вмісту шкідливих солей у кореневмісному шарі до наведених значень.

Промивні норми, розраховані за формулою В.Р.Волобуєва, відповідають величинам, наведеним у табл. 105.

Таблиця 105. Промивні норми залежно від механічного складу, типу і ступеня засолення ґрунтів (В.Р.Волобуєв, 1975)

Вміст солей в розрахунковому шарі до початку промивки, % від маси сухого ґрунту	Промивна норма залежно від типу засолення, м ³ /га			
	хлоридний	сульфатно-хлоридний	хлоридно-сульфатний	сульфатний
Піщані та супіщані ґрунти				
0,5-1,0	4500	4000	3500	-
1,0-2,0	6500	6000	5500	4000
2,0-3,0	7500	7000	6500	5000
3,0-4,0	8500	8000	7500	7000
Суглинкові ґрунти				
0,2-0,5	4000	4000	1000	-
0,5-1,0	6500	5500	4000	-
1,0-2,0	9500	8500	7500	4500
2,0-3,0	11000	10000	9500	7000
3,0-4,0	12000	11500	11000	9000
Глинисті ґрунти з низькою водовіддачею				
0,2-0,5	7000	4000	2500	-
0,5-1,0	12500	10000	7000	-
1,0-2,0	18000	15500	15000	7000
2,0-3,0	21500	19000	19000	12000
3,0-4,0	23000	21500	21000	14500

Питання для самоконтролю

1. Які ґрунти відносять до засолених?
2. Для чого проводять аналіз водної витяжки? Як встановлюють тип і ступінь засолення ґрунтів і якої стадії засолення вони зазнають?
3. Відносна солестійкість рослин та гранично допустимі концентрації солей у ґрунтах під культурні рослини.
4. Профілактичні заходи по боротьбі із засоленням ґрунтів.

