

ВСТУП

Хімічний склад різних генетичних типів осадових порід неоднаковий, бо ці породи є результатом відмінних геологічних процесів і утворилися з різних продуктів вивітрювання і відкладання. Особливо відмінні такі осадові породи, як пісковики і вапняки. У пісковиках більше кремнекислоти, глинозему, а у вапняках — CaO і

CO_2 . Осадові породи складаються з мінералів магматичного та осадового походження. З магматичних мінералів лише деякі беруть участь у будові осадових порід -це переважно кварц, польові шпати, слюди, а мінерали осадового походження — це новоутворені, тобто нові мінерали, вони більш простого складу як магматичні. Осадові мінерали здебільшого мікрозернисті (менше 0,01 мм) і навіть колоїдні; вони випадають не з розплавів, як магматичні мінерали, а з розчинів у середовищі, яке збагачене на кисень і воду, та утворюються внаслідок вивітрювання.

Осадові мінерали, які зустрічаються в осадових породах, поділяються на такі :

кремністі мінерали — опал, халцедон, кварц ; карбонатні мінерали — кальцит, доломіт, сидерит ; глинисті мінерали — каолініт, монтморілоніт, фосфати — фосфорит, вівіаніт; осадові силікати заліза — главконіт і ін.; сірчисті сполуки заліза — пірит, марказит; окиси і гідроокиси заліза — гематит, лімоніт, гідроокиси алюмінію — діаспор, гідраргіліт; марганцеві окисні мінерали — піролюзит, манганіт, псиломелан; сульфати — гіпс, ангідрит, барит, галогени — кам'яна сіль, сілвін, карналіт, флюорит.

Осадові польові шпати виявлено в таких осадових породах, як цемент.

Класифікація осадових порід. За найбільш поширеною класифікацією всі осадові породи поділяються на три генетичні групи — уламкові, хімічні та органічні породи. Хоч така класифікація загально визнана, вона має серйозні недоліки. Так, за цією класифікацією, вапняк може потрапити у всі три групи осадових порід. Крім того, дрібнозерниста його відміна може належати або до хімічних, або до органічних порід.

Названа класифікація має не тільки недоліки, вона й неправильна. Це видно з того, що глини, за даною класифікацією, належать до уламкових порід. Насправді ж головна роль у складі глин належить не перетертому матеріалу первинних мінералів, а тонкодисперсним, переважно глинистим мінералам, які виникли внаслідок не роздрібнення, а хімічного розкладу

магматичних мінералів. Тому й властивості глин зовсім нетотожні з властивостями уламкових порід .

Особливості порід визначаються насамперед умовами утворення. Тому генетичні ознаки потрібно покласти в основу як загальної класифікації осадових порід, так і окремих груп. Така генетична класифікація цілком пов'язується з практично важливою хімічною, або мінералогічною класифікацією. Поділ гірських порід за таким принципом дає упорядковану систему, без випадкових груп осадових порід

ТЕОРЕТИЧНА ОСНОВА

1. Осадові мінерали

На основі сказаного, осадові породи потрібно поділяти на такі генетичні групи:

1. Породи уламкові — продукти механічного руйнування. Це груба фаза розсіювання мінеральної маси.
2. Глинисті породи — продукти хімічного руйнування мінералів, що дають нові мінеральні види. Це найбільш дрібна, чисто колоїдальна фаза розсіювання речовини, яка дає сполуки, що легко випадають з розчинів (гідрати глинозему, кремнезему, окисів заліза). Породи цієї групи іноді мають помітну домішку дрібних часток уламкового матеріалу.
3. Породи хімічні та біохімічні — продукти хімічного руйнування первинних мінералів. Ці продукти переходять в розчини не тільки колоїдні, але й справжні, тому являють найбільш тонку фазу розсіювання, яка випадає з розчинів або чисто хімічним способом, або за участю організмів. Залежно від дії різних факторів, що сприяють відбору певної речовини, названа група осадових порід поділяється на ряд підгруп: породи глиноземні, залізисті, марганцеві, кремністі, карбонатні, сульфатні, галоїдні, фосфатні.

Уламкові породи до уламкових порід належать псефіти, псаміти та алеврити, які різняться розміром уламків. Псефіти (грубоуламкові) поділяються на розсипчасті та зцементовані породи. Вони складаються з таких уламків різної форми й розмірів (табл. I).

Таблиця уламків гірських порід

Таблиця 1

Обкатані уламки	Необкатані уламки	Розмір уламків (мм)
		1

Валуни	Брили	>200
Галька	Щебінь	200—50
Гравій	Жорства	50—2

Обкатані уламки характеризуються згладженістю ребер і тому часом наближаються до кулястої форми; необкатані уламки, навпаки, гострокутні. Обкатаність уламків свідчить про те, що вони від місця руйнування породи до місця відкладання переносились на далеку віддаль і протягом довгого часу; необкатаність, навпаки, вказує на короткий шлях і на більшу швидкість пересування. Якщо обкатані псефіти цементуються, утворюється порода, що називається конгломератом. З необкатаних уламків внаслідок цементації утворюється брекчія. Псаміти (піщані породи), як і псефіти, поділяються на розсипчасті та зцементовані. До розсипчастих відмін належать піски, до зцементованих - пісковики. За походженням розрізняють піски алювіальні, флювіогляціальні, еолові, морські. Зерна алювіальних пісків переважно округло обкатані, морських — переважно видовжені. Піски та пісковики бувають грубозернисті (розмір зерен від 2 до 1 мм), крупнозерниста (1—0,25 мм), середньозернисті (0,25—0,1 мм), дрібнозернисті (0,1—0,05 мм). Крім того, серед них виділяються рівномірнозернисті та несортовані. Перші відклалися в спокійній обстановці або далі від морського берега, а другі — в більш бурхливій обстановці або в узбережній області. Псаміти поділяються також за мінералогічним складом. За цією ознакою виділяються такі групи:

- 1) кварцові піски й пісковики. Основна маса складена кварцом з великою домішкою польових шпатів, слюди, глауконіту тощо;
- 2) глауконітові піски й пісковики. Главконіт надає породам зеленкуватого відтінку. Кількість цього мінералу 20—40% і більше. З інших складових частин — кварц (60—80%), слюда та інші мінерали;
- 3) залізисті піски й пісковики. Вони складаються з кварцу, зерна якого вкриті і зцементовані бурим залізняком;
- 4) магнетитові піски. В них переважає магнетит;
- 5) аркозові піски й пісковики. В цих породах головними компонентами є кварц і польові шпати.

Алеврити (пилуваті породи) (термін запропонував акад. Заварицький) складаються з уламків розміром від 0,05 до 0,005 мм у діаметрі. Зцементовані алеврити називають алевролітами.

До алевритів належать з континентальних відкладів — лес, лесуваті суглинки, делювіальні та алювіальні суглинки, з морських відкладів — піскуваті глини.

Лес являє собою породу жовтувато-пального кольору, пухку, пористу й карбонатну, яка розтирається між пальцями на порошок. Мінеральна маса

лесу складається з дрібних (пилуватих) зерен кварцу з домішкою інших мінералів, деякої кількості глинистих і дрібних піщаних часток та незначної кількості (до 30%) кальцій-карбонату. Хоч лес і пухкої будови, але він відзначається значним зчепленням часток, тому утворює багатометрові вертикальні урвища. Характерною ознакою лесу є відсутність шаруватості, наявність пор, заповнених карбонатними трубочками, цвіллю. Для лесу характерно, що він залягає на різних формах рельєфу. Лесуваті суглинки менш однорідні, ніж лес. Вони іноді шаруваті, менш пористі, утворюються внаслідок перевідкладання лесу або вивітрювання інших гірських порід. Взагалі вони пов'язані з місцевими породами, що зазнають процесів делювіальних, алювіальних, елювіальних.

До алевроїтів можна віднести деякі озерні стрічкові глини, морські мули континентального схилу, еолово-морські відклади типу Середземного моря, а також моренні суглинки льодовикового походження.

Глинисті породи

Глинисті породи (пеліти) — найбільш поширена (60—80%) група осадових порід. Вони складаються з таких двох частин: 1) осадові новоутворення — глинисті мінерали, що виникли з магматичних внаслідок розкладання; 2) реліктові первинні мінерали (польові шпати, магматичний кварц, слюда тощо), що не розклалися, але тонко перетерті, і частково до колоїдальних розмірів (уламковий матеріал). Перша частина — головна в складі глин, вона характеризує їх походження та властивості. Друга частина внаслідок найтоншого подрібнення втрачає властивості уламкових компонентів і набуває таких властивостей, які зближують її з мінеральними новоутвореннями. Глинисті породи поділяються на дві групи: 1) остаточні та 2) перевідкладені, або водноосадові. Глини остаточні — елювіальні — утворені внаслідок хімічного вивітрювання і залишені на місці залягання материнських порід. Вони являють продукт розкладу порід магматичних, метаморфічних та осадових, а також містять нерозчинені рештки таких порід, як вапняки. До остаточних глин належать каоліни, боксити, латерити, Монтморілонітові глини. Каоліни являють собою скупчення каолініту ($Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$) вони утворюються в теплому й вологому кліматі внаслідок хімічного вивітрювання полевошпатових порід в умовах кислого середовища. Теплий і, вологий клімат сприяє розкладу алюмосилікатів, а також викликає інтенсивний розвиток рослинності, яка, в зв'язку з розкладанням і звільненням вуглекислоти, підтримує кисле середовище і сприяє виносу звільненого кремнезему та гумусних колоїдів. У первинному каоліні є кварц, слюда та інші мінерали, що входили до складу материнських порід. Каолін, що втратив ці домішки внаслідок перевідкладання, називається вторинним. Він складається з каолініту. Великої товщини (до 100 м) каолінова кора вивітрювання відома на

Уралі, де вона утворилася на межі палеозою і мезозою. Каоліни розвинені в Україні, де вони утворилися за третинного періоду.

Кдк р ц т-?!!!! - щільні червоні глини, що складаються переважно ^гидратів окислів алюмінію — діаспору ($Al_2O_3 \cdot nH_2O$) та гидраргіліту ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) з домішкою гематиту (Fe_2O_3), кварцу (SiO_2), гелів (SiO_2 і TiO_2). Боксити часто мають еолітову структуру.

Про походження бокситів існує ряд гіпотез. Заслуговує уваги гіпотеза О. Д. Архангельського. За цією гіпотезою боксити — хімічні відклади, утворені в озерах і морях. Матеріалом для їх утворення були продукти нормального вивітрювання магматичних порід, під час якого звільнялися й переходили в розчин гідроокиси алюмінію та заліза. Латерити — елювіальні утвори, являють собою кінцевий продукт десилікації первинних алюмосилікатів. Вони займають проміжне місце між глинами та хімічними осадами.

На думку видатного радянського вченого В. І. Вернадського, латерити є поверхневі утвори, широко розповсюджені в тропічних країнах і відсутні в більш високих широтах. Латерити — продукт розкладу магматичних порід, збагачений на глинозем; у цій різновидності бокситів більше окису заліза.

Монтморілонітові глини також елювіального походження. Вони відомі під назвою бентонітових і вибілюючих глин. Утворюються в лужному середовищі, чим відрізняються від каолінових глин. Особливістю даних глин є висока поглинальна здатність; тому вони й використовуються для чистки тканин, розподілу нафти. Цінні родовища — в Грузії, Куйбишевській області тощо.

Глини перевідкладені, або водноосадові, за походженням поділяються на континентально-алювіальні, делювіальні, озерні та морські—мілководні й глибоководні. Осадову глину утворюють такі компоненти:

1. Глинозем і кремнезем, що звільняються при хімічному вивітрюванні, потрапляють у розчин і виносяться в озерні та морські басейни, де й випадають або окремо, або вкупі, утворюючи глинисті мінерали.
2. Колоїдальні частки глинистих мінералів, які виносяться з елювіальних товщ і випадають у водних басейнах.
3. Продукти розмиву елювіальних товщ у вигляді великих пелітових часток. Вони переносяться у водні басейни у завислому стані.
4. Уламки дрібного розміру реліктових мінералів (кварц, польові шпати, слюди тощо).

Названі компоненти відкладаються за різних умов, тому осадові глини мають неоднакову текстуру, відмінні фізичні особливості, склад та характер домішок і включень.

Чисті глини називаються жирними, а ті, що мають значну домішку піску,— пісними. Пісні глини при збільшенні піску переходять у глинисті піски, а коли вони містять карбонат кальцію, то називаються вапняними, або мергельними, глинами. Останні при збільшеній кількості карбонат-кальцію переходять у мергель. Якщо глинисті частки цементуються водним кремнеземом, то глини називаються кремнистими, або аргілітами. Це вже щільні породи, що втрачають пластичність і здатність поглинати воду. Крім пластичності та здатності поглинати воду, глини характеризуються водотривкістю (після повного насичення водою), здатністю поглинати деякі колоїдні речовини, основи, солі, масла, барвникові речовини тощо, та вогнетривкістю — здатністю протистояти дії високих температур плавлення. Тому глини широко, використовуються як корисні копалини.

Породи хімічні та біохімічні

Такі породи утворюються внаслідок випадання з водних розчинів розчинених сполук, або в зв'язку з хімічними реакціями при посередній участі організмів, або ж внаслідок концентрації цих сполук в тілах і скелетних частинах організмів. Проте розчинені сполуки випадають з розчинів не разом, а в певній послідовності. Тому хімічні породи доцільно розглядати в порядку збільшення їх розчинності. В цьому відношенні можна виділити породи трьох груп. До першої групи треба віднести породи, утворені гідрооксидами алюмінію та малорухомими сполуками — залізистими, марганцевими й кремнеземами; всі ці породи характеризуються малою розчинністю та інертністю. До другої групи належать сполуки фосфатів і карбонатів кальцію та магнію, які більш рухомі і легше розчиняються. Названі дві групи мають і спільні риси. Так, вони часто випадають з неконцентрованих розчинів від незначного коливання умов середовища — величини рН, вмісту кисню й вуглекислоти, температури, впливу життєдіяльності організмів тощо. Від названих двох груп різко відрізняється третя група, до якої належать сульфатні та галоїдні сполуки. Ці сполуки не випадають ні в зв'язку з діяльністю організмів, ні внаслідок невеликих змін умов середовища, а лише при випаровуванні та сильній концентрації розчинів. На основі наведеної характеристики різних сполук щодо розчинності розглянемо хімічні породи в такій послідовності: спочатку - сполуки заліза, мангану і кремнезему, потім фосфатні та карбонатні сполуки, нарешті, - сульфатні та галогеніди. До цього додаються органічні породи — вугілля, нафта, бітуми, які займають окреме місце серед осадових порід. Залізисті породи в складі земної кори не відіграють значної ролі, але вони мають велике практичне значення. Більше 90% великих родовищ залізних руд мають осадове походження. За хімічним складом залізисті породи поділяються на такі групи: 1) окиси та гідрати окисів заліза; 2) карбонати заліза; 3) силікати заліза; 4) сульфід заліза. Залізні руди першої групи виявлені такими формами:

1) бобові та оолітові відміни з зернами розміром від долей міліметра до 20 мм у діаметрі та з суцільною концентричною і радіальною будовою; 2) концентрації різної форми й розміру; 3) пористі маси. Всі ці руди утворюються внаслідок випадання гідроокисів заліза з морської та прісної води і нагромаджуються завдяки життєдіяльності мікроорганізмів — залізобактерій. Залізні руди складені мінералами типу гідрогематиту ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), рідше гематитом (Fe_2O_3) і ще рідше магнетитом (Fe_3O_4). Карбонати заліза виявлені сидеритом FeCO_3 , який утворює прошарки, лінзи та окремі конкреції (сферосидерит). Силікатні залізні руди складені мінералами групи лептохлоритів. Вони зустрічаються рідко, утворюючи маси, що мають оолітову будову. Сульфіди заліза великих скупчень не утворюють. З цієї групи в осадових породах найчастіше зустрічається пірит. Наявність піриту вказує на походження порід, серед яких він зустрічається, бо він утворюється в умовах, де було зараження сірководнем. Існують руди континентальні (елювіальні, болотні, озерні), морські та метасоматичні.

Марганцеві породи своїм походженням стоять досить близько до залізистих, але зустрічаються більш рідко. Широко розсіяний у вигляді дрібних виділень манган рідко утворює скупчення. В осадові породи, як і залізо, він переходить з магматичних порід в процесі вивітрювання у вигляді колоїдальних розчинів. Він випадає в основному при величині рН 8,5—8,8 і заноситься в море далі, ніж залізо, тому може утворювати осади на більших глибинах. Випаданню з розчинів сприяють окислення, можливо бактерії та водорості. У складі марганцевих порід беруть участь марганцеві мінерали — піролюзит, манганіт, псиломелан. Руди темного кольору, землістої маси, часом оолітової будови. Марганцеві руди утворюються в умовах різного середовища: морські, озерні й болотні, елювіальні, ефузивно-осадові (пов'язані з підводними виливами) руди. Важливі родовища руд — в Нікополі, Чіатурах, менш значні — на Уралі, в Казахстані. Кремністі породи являють собою велику групу хімічних осадових порід. Щодо способу випадання з розчинів вони поділяються на три групи: 1) хімічні; 2) органічні та 3) криптогенні, спосіб утворення яких не встановлено.

До хімічних кремністих порід належать гейзерити — туфоподібні пористі маси, які відкладаються при виходах гарячих підземних вод, що несуть водний кремнезем. Останній випадає внаслідок зміни температури й тиску. Хімічне походження мають також кремністі утвори у вигляді корок, що часом залягають пластами, як це спостерігається в зниженнях рельєфу пустинь.

З кремністих порід органічного походження найбільше значення має діатоміт, який утворюється з мікроскопічних скелетів діатомових водоростей, оболонка яких складається з водного кремнезему (опала). Це білувата, пухка й пориста порода, схожа на крейду, досить легка. Діатоміт використовується для ізоляції (теплової й звукової), як будівельний матеріал, для виготовлення динаміту, фільтрування й шліфування. До групи органічних кремністих порід належать

також радіолярити, що на 50% складені скелетами одноклітинних організмів радіолярій (на Поволжжі ці породи описав А. Д. Архангельський), спонголіти, складені спікулями губок більш ніж на 50%.

До криптогенних кремнистих порід належать трепел, опока, кремінь та яшмовидні породи (джеспіліти), т р е п е л зовнішніми ознаками, хімічним та мінералогічним складом схожий на діатоміт. Складається з мікроскопічних зерняток опалу.

Опока — порода, своїм складом близька до трепелу, але відрізняється більшою зцементованістю та міцністю (питома вага 1,1 — 1,8). Легка, тому що пориста. Складена мінералом опалом.

Яшми — перекристалізовані кремністі породи, що складаються з халцедону. Вони червоні, жовті, зелені, темні смугасті; досить тверді й міцні; тонкозернисті; однорідні. В складі породи, крім халцедону, може бути кварц, невелика домішка опалу. Вони забарвлюються окислами заліза, глинистою та органічною речовиною. Яшми — супутники ефузивних порід. Ефузії та поствулканічні явища виносили на поверхню Землі та в морські басейни кремнезем або багаті на кремнезем лави, що легко розкладаються, які й давали матеріал для утворення яшми.

К р е м н і — включення різної форми й розміру серед порід іншого складу. Це продукти випадання SiO_2 на дні моря або продукт окре-меніння готової породи. Нерідко конкреції виповнюють порожнечі та тріщини в породах при випаданні кремнекислоти з циркулюючих розчинів. Кремні бувають опалово-халцедонові та кварцово-халцедонові.

Джеспіліти (яшмовидні породи), схожі на яшми, але відрізняються тим, що кремнезем представлений виключно кварцом, а органічних решток немає. У давніх відкладах джеспіліти перешаровуються з залізними рудами (Кривий Ріг, Курська магнітна аномалія). Джеспіліти належать до метаморфічних порід.

Ф о с ф ати: породи містять в собі фосфати кальцію в аморфному вигляді та глинисту, алевритову і піскову речовину. Осадові; породи, збагачені на фосфат кальцію, називаються фосфоритами. Фосфорити -конкреції неправильної форми, що часом цементуються й утворюють конгломерати.

Фосфоритові гальки іноді утворюють цілі товщі. Фосфорити, що містять 15—30% P_2O_5 , є важливою корисною копалиною, з них виготовляється фосфоритне добриво.

Карбонатні породи складаються з карбонату кальцію, який представлений кальцитом. Крім того, в них є домішки пісково-пилуватого матеріалу, глини, кремнезему й доломіту. При збільшенні глинистих домішок вапняки переходять у мергелі, а при збільшенні піску - в піщані вапняки та вапняні пісковики.

За текстурними ознаками вапняки поділяються на щільні (зцементовані) та пухкі (незцементовані), а за структурою

на крупно-, середньо-, дрібно- та нерівнозернисті, землисті, оолітові, уламкові тощо.

За походженням вапняки є органічні, зокрема зоогенні та фітогенні, і хімічні.

Органічні вапняки складаються з черепашок молюсків та інших скелетних частин тваринних організмів (зоогенні вапняки) або з водоростей (фітогенні вапняки). Органічні вапняки дістають назву від тих організмів, з яких вони складені, наприклад: коралові, мшанкові, брахіоподові, гастроподові, пелеціподові, фузулінові, нумулітові тощо. Вапняки, в яких добре збереглися стулки черепашок молюсків, називаються вапняками-черепашниками. Відміною вапняків вважається крейда, складена черепашками дрібних організмів - форамініфер.

Хімічні вапняки трапляються рідше. Сюди належать оолітові вапняки, вапняні туфи та натічні утвори.

Оолітові вапняки являють собою скупчення кулястих вапняних зерен, що мають шаралупчасту або радіально-променисту будову. Розмір оолітів — від зернини проса до горошини. Ооліти утворюються в теплих морях, де вода перебуває в русі і ненасичена CaCO_3 . Рух води сприяє віддачі CO_2 в повітря, а це — випаданню CaCO_3 .

Вапняний туф має пористу будову, утворюється джерелами, води яких збагачені на розчин вапна.

До натічних утворів належать сталактити і сталагміти. Перші утворюються водою, що просочується з стелі печери, а другі—з тої води, що каплями падає з стелі на підлогу печери. Форма тих і других гострокінцева.

Серед вапняків і мергелів часто зустрічаються кремністі відміни. Вони твердіші, характеризуються черепашкуватим зломом.

Якщо породи складаються з мінералу доломіту ($\text{CaCO}_3\text{-MgCO}_3$), кількість якого досягає 95%, то вони називаються доломітами; в них близько 5% припадає на CaCO_3 . В природі спостерігаються переходи від чистого вапняку до доломіту.

У вапняках всіх генетичних типів зустрічаються такі домішки: пісок, гравій, глина, доломіт, кварц, халцедон, главконіт, фосфорити, пірит, сидерит, гідроокисли заліза, гіпс, барит, сірка, флюорит, кам'яна сіль тощо.

Вапняки зустрічаються великими товщами в багатьох геологічних системах і мають велике поширення. Використовуються вони (як будівельний матеріал та в деяких виробництвах (очистка і цукру)).

Сульфатні породи за умовами утворення досить близькі. Сюди належать: гіпс, ангідрит, кам'яна сіль, калійні солі. Ці мінерали залягають у земній корі великими масами, тому відіграють роль гірських порід (як мінерали вони охарактеризовані вище).

Каустобіоліти

Серед них є тверді -торф, вугілля, сапропеліт, горючі сланці, рідинні — нафта і газові - природні горючі гази. Всі вони мають велике значення як корисні копалини (нафта й кам'яне вугілля охарактеризовані в розділі “Мінералогія”).

Торф являє собою буру або темну масу, що складається з напів-розкладених рослинних решток - листя, стеблин, коріння, деревини, моху. Цей матеріал звуглений і збагачений гуміновими кислотами. Торф утворюється в болотах. Буре вугілля — порода темнобурого кольору з матовим блиском, вміст вуглецю — до 69%. Зустрічається відміна з ознаками деревинної структури, що називається лігнітом.

Сапропеліт — гнилий мул, що утворюється з перегнилих рослинних і тваринних решток на дні стоячих водоймищ. При перегонці з нього утворюється рідинне паливо, дьоготь.

Горючий сланець-тонкошарувата порода, просочена і органічними речовинами, що перебувають у початковій стадії розкладу. Ці органічні речовини називаються бітумами, а звідси й процес розкладу органічної речовини при утрудненому доступі і кисню називається бітумінізацією. Часто бітуми нагромаджуються одноразово з відкладанням мулу. Так утворюються горючі сланці.

Горючі газ і зустрічаються в нафтоносних областях. Вони виходять з надр землі по тріщинах. Головна складова їх частина- метан. Використовуються як паливо (Саратов, Дашава, Жданов, Дніпровсько-Донецька западина). За останній час відкрито родовища Ставропольське, Шебелінське на Харківщині та ін.

МЕТАМОРФІЧНІ ПОРОДИ

Магматичні та осадові породи під дією геологічних фізико-хімічних факторів, особливо горотворних процесів, змінюють свою структуру й текстуру, мінералогічний, а іноді й хімічний склад. Такі зміни відомі під назвою метаморфізму. Сама порода при цьому залишається твердою і тільки зрідка переходить у розчин або частково переплавляється.

Факторами, що викликають явище метаморфізму, можуть бути: тиск, температура та розчини й гази. Залежно від цього розрізняють такі типи метаморфізму: 1) динамометаморфізм, коли головною причиною метаморфізму є тиск; 2) термічний метаморфізм, коли головною причиною змін є висока температура; 3) пневматолітичний метаморфізм, коли зміни відбуваються внаслідок дії летких речовин, що виділяються з магми; 4)

гідратометаморфізм, коли метаморфічні процеси відбуваються за участю водних розчинів.

Динамометаморфізм (інакше — дислокаційний метаморфізм, або метаморфізм тиску)-це такі зміни гірських порід, які полягають у перекристалізації складових частин породи під впливом тиску при горотворних процесах. Явище перекристалізації відбувається звичайно, при високій температурі (розігрівання порід), що розвивається від тиску, та за участю водних розчинів, що циркулюють у земній корі. Отже, в таких складних змінах гірських порід поєднується метаморфізм динамічний, термічний і гідратогенний.

Термічний, або контактний, метаморфізм (у чистому вигляді) відбувається внаслідок прогрівання гірських порідмаг-мою, що проривається через земну кору. Гірські породи змінюються залежно від їх фізичних властивостей, зокрема теплопровідності.

Пневматолітичний метаморфізм полягає в тому, що гази й леткі речовини, що виділяються з магми, просякають суміжні породи та відкладають в них різні сполуки, від чого ці породи істотно змінюються.

Метаморфічні процеси в земній корі з глибиною змінюються, бо змінюються термодинамічні умови. На різних глибинах існують певні співвідношення температури й тиску, що впливають на хімічні процеси. Якщо гірські породи в зв'язку з рухами земної кори потрапляють з одної термодинамічної обстановки в іншу, то вони пристосовуються до неї, відповідно змінюючись.

Прийнято розрізняти такі зони метаморфізму: 1) епізону; 2) мезозону та 3) катазону.

Е п і з о н а характеризується відносно низькою температурою, незначним гідростатичним тиском; бічний тиск в цій зоні не завжди буває, а якщо він є, то руйнуються мінерали. Тут здебільшого утворюються водні силікати.

В мезозоні великий гідростатичний і бічний тиски, а також висока температура, тому відбувається перекристалізація гірських порід. Метаморфізм у цій зоні переважно хімічний.

К а т а з о н і властива досить висока температура та великий гідростатичний тиск. Під впливом тиску й температури породи ката-зони стають пластичними остільки, що можуть текти. Метаморфізм — , в основному хімічний. Кристали зазнають перекристалізації. Метаморфічні породи мають структуру кристалічну. Але ця структура своїм габітусом відрізняється від структури магматичних порід. Це пояснюється тим, що вона утворюється внаслідок перекристалізації порід у твердому стані, а не шляхом застигання розплавів, як у магматичних порід. Тому в метаморфічних породах мінерали дуже рідко мають кристалічну будову.

Вчений акад. Левінсон-Лессінг поділяє метаморфічні породи на такі дві групи:

1. Силікатні та кремністі породи — гнейси, слюдяні сланці, філіти, магнезіальні сланці, вапняні сланці, амфіболіти й еклогіти, кварцити.
 2. Несилікатні породи—мармур, залісті сланці, наждакові породи
- Зважаючи на умови утворення метаморфічних порід в різних зонах земної кори, можна подати таку зведену-таблицю поділу метаморфічних порід (взято з книги С. С. Кузнецова):

Таблиця XVII Поділ метаморфічних порід

Метаморфічні гірські породи	Мінерали	Тиск	Температура	Продукти реакцій	Зони метаморфізму
1	2	3	4	5	в~
ФІЛІТ Тальковий сланець Хлоритовий сланець Кварцити и Мармур	Мусковіт ($\text{KH}_2\text{Al}_3\text{Si}_3\text{O}_{12}$) Тальк ($\text{H}_2\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{12}$) Епідот ($3\text{CaO}(\text{Al},\text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_8$) Альбіт ($\text{Na}_2\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{16}$) Кальцит (CaCO_3) Кварц (SiO_2) Кальцит (CaCO_3)	Однобічний	Низька	Водні силікати, карбонати, водні алюмосилікати заліза й магнію	Верхня
Слюдисті сланці Гранатові сланці Амфіболіти	Мусковіт, біотит, епідот Гранат [(Ca, Mg) (Al,Fe) $_2\text{Si}_2\text{O}_8$ + (Ca, Mg) $_2\text{SiO}_4$] Дистен (Al_2SiO_5) Амфібол ($\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$)	Однобічний	Помірна	Менше водних силікатів, мало карбонатів	Середня

Гнейси	Мікро-клин ($K_2Al_2Si_6O_{16}$) Польовий шпат (плагіоклаз), кварц, слюда				
Піроксенові гнейси	Біотит, польові шпати, гранат, піроксен [(Ca, Mg) SiO ₃]	Всебічний	Висока	Водні силікати майже зникають	Нижня
Силіманітові гнейси Еклогіти	Силіманіт (Al_2SiO_5) Свіїбіт [(Mg, Fe) ₂ SiO ₄]				

Перелічені в цій таблиці метаморфічні породи загалом вкладаються в ту схему, що її дає Левінсон-Лессінг. На додаток до схеми останнього в наведеній таблиці породи поділені по зонах. Тут ми бачимо, що верхня зона характеризується сланцями, перехідними від глинистих до слюдяних, а також наявністю кварцитів і мрамурів, середня — слюдяними сланцями і гнейсами, а нижня — піроксеновими гнейсами й еклогітовими масивними породами (схожими на габро). Між названими породами трьох зон існують повільні переходи.

Лабораторна робота №4

Тема роботи: Приготування водної витяжки з ґрунту

Мета роботи : Засвоїти методи приготування водної витяжки з ґрунту для виявлення у даному зразку ґрунту вмісту нітратів, фосфатів, хлоридів, сульфатів, йонів калію, натрію, амонію, кальцію, магнію, алюмінію, ферум-3, мангану-2

Порядок виконання роботи

У ґрунті є речовини, які у воді практично не розчиняються (різні силікати), а також і такі, що розчиняються краще і гірше. До розчинних речовин належать солі фосфатної, нітратної, деякі солі карбонатної, хлоридної та сульфатної (сірчаної) кислоти.

Вміст розчинних речовин у ґрунтах невеликий, але значення їх для життя рослин дуже велике.

Якщо ґрунт залити водою і добре збовтати, то в розчин перейдуть насамперед добре розчинні речовини – солі нітратної (азотної) кислоти. Легко переходять у розчин і деякі солі хлоридної(соляної), сульфатної(сірчаної) та фосфатної(фосфорної) кислот. Гірше розчиняються такі солі, як гіпс, карбонат кальцію, магнію; вони лише частково переходять у розчин.

Ґрунти, в яких у верхньому горизонті є близько 2% солей, вважають засоленими.

Отже, у розчин з ґрунтів можуть переходити аніони всіх вищезгаданих кислот, а також катіони NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , Al^{3+} .

Зрозуміло, що приготування водної витяжки з ґрунту та її аналіз є одним з основних прийомів хімічного дослідження ґрунтів. Аналізуючи водну витяжку, можна визначити кількісний вміст воднорозчинних солей та органічних речовин у ґрунті, встановити, якими солями він засолений, а це дасть можливість визначити придатність даного ґрунту для сільськогосподарських культур, а також намітити шляхи до поліпшення його.

1. Для приготування водної витяжки на техніко-хімічних терезах зважують 100 г повітряносухої проби ґрунту.
2. За допомогою лійки для пересипання сипких речовин пересипають її в широкошийкову склянку місткістю 750 –1000 мл.
3. У цю склянку наливають точно 500 мл прокип'яченої і охолодженої дистильованої води, позбавленої вуглекислого газу.
4. Склянку закривають пробкою і добре збовтують протягом 5 хвилин. За цей час воднорозчинні солі і органічні речовини переходять у розчин або утворюється суспензію.
5. Утворений розчин фільтрують крізь складчастий фільтр у суху колбу місткістю 500 – 700 мл.
6. Фільтрують обережно, переливаючи розчин на фільтр по склянній паличці.
7. На початку фільтрування фільтрат може бути не зовсім чистий, каламутний; тоді його знову пропускають крізь цей самий фільтр і повторюють так доти, поки фільтрат буде цілком прозорий.
8. Профільтрувавши весь розчин, мають водну витяжку, яку й досліджують.
9. У водних витяжках визначають: а) кислотність, б) сухий залишок, в) вміст прожареного (мінерального) залишку, г) різні форми лужності, д) вміст Ca^{2+} , е) вміст Cl^- і SO_4^{2-} тощо.
10. Після приготування водної витяжки зразу ж роблять якісне визначення її кислотності або лужності.
11. Для цього в дві пробірки наливають по 2 мл розчину водної витяжки. В одну доливають 2 краплини метилоранжу і спостерігають за зміною забарвлення. Якщо розчин змінив забарвлення на рожеве, то це значить, що водна витяжка має кислу реакцію. Якщо забарвлення не змінилося, то в другу пробірку додають 2 краплини фенолфталеїну. Зміна забарвлення на малинове вказує на лужність реакції.

Для приготування водної витяжки треба мати:

1. Зразок ґрунту.
2. Широкошийкову склянку з пробкою на 750-1000мл-1шт
3. Лійки з короткою широкою трубкою для сипких речовин – 2 шт.
4. Сухі колби на 500-1000 мл – 2 шт.
5. Лійку для фільтрування – 1 шт.
6. Штатив з пробірками – 1 шт.
7. Скляну паличку – 1 шт.
8. Беззольні фільтри.
9. Індикатори (фенолфталеїн і метилоранж).

Визначення сухого залишку

У зазделегідь просушену і зважену на аналітичних терезах фарфорову чашечку або фарфоровий тигель піпеткою наливають 20-25 мл водної витяжки і випаровують її на водяній бані. У міру випаровування піпеткою доливають водної витяжки стільки, щоб усього було випарено точно 100 мл.

Після закінчення випаровування чашечку зовні витирають фільтрувальним папером і в сушильній шафі сушать при температурі 100-105° 3-4 години, потім охолоджують в ексікаторі і зважують на аналітичних терезах.

Вміст сухого залишку обчислюють у процентах до повітряносухого ґрунту за формулою:

$$x = \frac{B \times 500 \times 100}{A \times (100 - B)} \quad \%,$$

де: **A** – об'єм витяжки, яку взято для випаровування (у мл);

B - вага сухого залишку (у г);

B – вологість ґрунту (у процентах);

500 – об'єм усієї витяжки (у мл);

100/(100-B) - коефіцієнт для перерахунку на абсолютно сухий ґрунт.

Сухий залишок містить як мінеральні, так і органічні речовини.

Визначення мінерального залишку

Якщо сухий залишок прожарити, то органічні речовини згорять, а мінеральні залишаться. На цьому і ґрунтується і визначення мінерального залишку.

Фарфорову чашечку після визначення сухого залишку ставлять у кільце штатива і обережно нагрівають на полум'ї газового чи спиртового пальника, або на полум'ї лампи Бертеля; через деякий час нагрівання посилюють. Далі чашечку переносять в муфельну піч і прожарюють протягом 30-40 хвилин при температурі 500-550°, тобто при червоному прожарюванні. Після прожарювання чашечку охолоджують в ексікаторі і зважують на аналітичних терезах. Після цього знову прожарюють протягом 15-20 хвилин, охолоджують в ексікаторі і зважують. Так повторюють доти, поки результат останнього зважування відрізнятиметься від передостаннього не більш як на 0,0002 г, тобто добиваються сталої ваги.

Вміст мінерального залишку в процентах до ваги абсолютно сухого ґрунту обчислюють за формулою:

$$y = \frac{B \times 500 \times 100}{A \times (100 - B)} \quad \%,$$

де: **A** – об'єм витяжки, яку взято для випаровування (у мл);

B – вага мінерального залишку (у г);

B – вологість ґрунту (у процентах).

Знаючи процентний вміст сухого і мінерального залишку, легко знайти процентний вміст органічних речовин. Для цього від процентного вмісту сухого залишку віднімають процентний вміст мінеральних речовин і дістають процентний вміст органічних речовин до ваги абсолютно сухого ґрунту.

За вмістом мінерального залишку визначають ступінь засолення ґрунтів (табл. 2).

Таблиця 2

Вміст солей (у процентах від ваги ґрунту)	Умовний ступінь засолення ґрунту
< 0,3	Не засолений
0,3 – 1	Слабко засолений
1 – 2	Засолений
2 – 3	Сильно засолений
> 3	Солончак

Визначення рН водної витяжки

Кислотність дуже впливає на розвиток рослин, а тому її треба визначати не тільки якісно, а й кількісно.

Підзолисті, дерново-підзолисті, сірі лісостепові ґрунти мають кислу реакцію, а інші нейтральну або слаболужну реакцію.

Реакція водних витяжок ґрунтів обумовлюється концен-трацією водневих [Ня] і гідроксильних [ОН'] іонів.

Якщо концентрація водневих іонів дорівнює концентрації гідроксильних іонів [Ня] = [ОН'], то реакція буде нейтральна; якщо концентрація водневих іонів більша за концентрацію гідроксильних [Ня] > [ОН'], то реакція буде кисла, а коли концентрація водневих іонів менша за концентрацію гідроксильних [Ня] < [ОН'], то - лужна.

Кислотність водної витяжки відбиває кислотність ґрунтового розчину, яка має велике значення як для росту і розвитку рослин, так і для життєдіяльності організмів. Отже, врожайність, крім інших факторів залежить від кислотності ґрунту.

Існує дві форми кислотності – *актуальна* (активна) і *потенціальна* (прихована).

Під актуальною кислотністю розуміють концентрацію вільних водневих іонів у ґрунтового розчині або водній витяжці з ґрунту і характеризують їх величиною рН водної витяжки. Актуальну кислотність визначають у водній витяжці.

Величину рН водної витяжки визначають двома способами – *електрометричним* і *колориметричним*. Електрометричний спосіб точніший, але важкий і малодоступний; тому розглянемо колориметричний метод.

Колориметричний метод ґрунтується на властивості індикаторів змінювати своє забарвлення залежно від концентрації водневих іонів у розчині.

Можна змішати кілька індикаторів, тобто виготовити комбінований індикатор, а маючи комбінований індикатор і шкалу забарвлень для порівняння, легко визначити середовище кількісно, тобто визначити величину рН розчину.

рН водної витяжки визначатимемо за допомогою приладу Н.І.Алямовського, який широко використовується в агрономічній практиці. Він складається з невеликої скриньки в якій є: а) склянка з темного скла з комбінованим індикатором, з допомогою якого можна визначити рН у межах 4,0-8,0; б) три касети із еталонами стандартної шкали, виготовленої з кольорової пластмаси, з допомогою якої можна визначити рН з точністю до 0,2; в) піпетка на 2,5 мл для вимірювання певного об'єму рідини; г) крапельна піпетка на 0,15 мл для вимірювання комбінованого індикатора; д) дві пробірки, в які наливають витяжку та індикатор для визначення рН; е) двогніздовий компаратор для порівняння забарвлень досліджуваної витяжки екольорового еталона; є) три пробірки для спрощеного приготування сольової витяжки в польових умовах; ж) пробірки з таблетками хлористого калію (по 7,5 г кожна) для приготування 100мл 1Н розчину КСІ.

При роботі в лабораторних умовах пробірки для спрощеного приготування сольової витяжки і таблетки хлористого калію не потрібні.

Усі пробірки, з якими доведеться працювати, мають бути безколірними, прозорими і однакового діаметру.

Щоб визначити рН за допомогою приладу Алямовського, одну з пробірок компаратора, а також піпетку на 2,5 мл споліскують невеличким об'ємом водної витяжки. Потім градуйованою піпеткою беруть водної витяжки і наливають у споліснуту пробірку компаратора і туди ж крапельною піпеткою додають 0,15 мл комбінованого індикатора. Індикатор перемішують з водною витяжкою легким струшуванням пробірки і вставляють її в ліве гніздо компаратора. Закривати пробірку пальцем і перемішувати розчин перевертанням не дозволяється, бо можна його забруднити.

У праве гніздо компаратора вставляють пробірку з дистильованою водою. За забарвленням досліджуваного розчину з індикатором підбирають касету з стандартною шкалою, колір якої близький до забарвлення досліджуваної витяжки. Касету вставляють у затискач компаратора так, щоб той бік її, де написані позначення рН, був зовні.

Тримаючи компаратор шкалою від себе на рівні очей, розглядають обидві пробірки в його горизонтальні отвори і порівнюють забарвлення водної витяжки з забарвленням зразка касети.

Пересуваючи касету вгору і вниз, знаходять зразок, забарвлення якого збігається з забарвленням досліджуваної витяжки. Цифра, що стоїть біля цього зразка, позначає величину рН досліджуваної витяжки.

Іноді буває так, що забарвлення точно не збігається. Тоді підбирають колір двох сусідніх зразків і беруть середнє арифметичне із значень рН цих зразків.

Визначати рН треба на якому світлі, найкраще повернувшись обличчям до вікна.

Досліджуваний розчин має бути прозорий. Проте бувають випадки, що розчин не можна добути цілком прозорий, він трохи каламутнуватий або має слабе забарвлення. Тоді для компенсування каламуті або забарвлення при визначенні рН у пробірку правого гнізда компаратора наливають не дистильовану воду, а водну витяжку, але без індикатора.

При колориметричному визначенні рН треба дуже уважно стежити за чистотою посуду, який використовують для роботи. Тому зразу ж після визначення і запису результатів до журналу, треба добре помити посуд водою, кілька разів сполоснути дистильованою водою і поставити на місце.

Слід також стежити, щоб шкала без потреби не була довго на сонці, бо вона вицвітає, і тоді визначення будуть не точні.

Скринька приладу має бути завжди закритою, а зберігати її краще в холоднуватому місці.

Прилад Н. І. Алямовського можна виготовити й самому. Для цього треба дуже уважно приготувати розчини для кольорової шкали, комбінований індикатор, підібрати однакового діаметра прозорі безколірні пробірки і зробити потрібні піпетки.

Стандартну кольорову шкалу виготовляють з розчинів хлористого кобальту $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, хлорного заліза $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, хлорної міді $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ і сірчаної кислоти міді $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, змішуючи їх у певних співвідношеннях (табл.3)

Таблиця 3

Приготування розчинів для стандартної кольорової шкали

Назва розчину	Як виготовляти
Розчин хлорис-того кобальту	59,5 г $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ насипають у літрову колбу, доливають 1 – процентної соляної ки-слоти, розчиняють і тією ж кислотою дово- дять до rischi
Розчин хлорно-го заліза	45,05 г $\text{FeCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ всипають у літрову колбу, доливають 1 – процентної соляної ки-слоти, розчиняють і тією ж кислотою дово- дять до rischi
Розчин хлорної міді	400 г $\text{CuCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ розчиняють в 1 л 1-про-центної соляної кислоти
Розчин сірчано-кислої міді	200 г $\text{CuSO}_4 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ розчиняють в 1 л 1-процентної сірчаної кислоти

Маючи приготовлені розчини, легко виготовити стандартну кольорову шкалу за Алямовським. Для цього треба підібрати однакового діаметра 21 прозору безколірну пробірку з пробками і в кожену налити стільки мілілітрів виготовлених розчинів, скільки зазначено в табл. 4. Для наливання розчинів треба мати кілька вимірвальних піпеток з поділками до 0,01 мл.

При наливанні розчинів у пробірки обов'язково наклеюють етикетку з зазначенням рН. Пробірки з індикатором розставляють у дерев'яний штатив, яким і користуються при визначенні рН.

Виготовлення стандартної шкали рН за Алямовським
(потрібні об'єми вказані в мілілітрах)

рН	CoCl ₂	FeCl ₃	CuCl ₂	CuSO ₄	H ₂ O
4,0	9,60	0,30	-	-	0,10
4,2	9,15	0,45	-	-	0,40
4,4	8,05	0,65	-	-	1,30
4,6	7,25	0,90	-	-	1,85
4,8	6,05	1,50	-	-	2,45
5,0	5,25	2,80	-	-	1,95
5,2	3,85	4,00	-	-	2,15
5,4	2,60	4,70	-	-	2,70
5,6	1,65	5,55	-	-	2,80
5,8	1,35	5,85	0,05	-	2,75
6,0	1,30	5,50	0,15	-	3,05
6,2	1,40	5,50	0,25	-	2,85
6,4	1,40	5,00	0,40	-	3,20
6,6	1,40	4,20	0,70	-	3,70
6,8	1,90	3,05	1,00	0,40	3,65
7,0	1,90	2,50	1,15	1,05	3,40
7,2	2,10	1,80	1,75	1,10	3,25
7,4	2,20	1,60	1,80	1,90	2,50
7,6	2,20	1,10	2,25	2,20	2,25
7,8	2,20	1,05	2,20	3,10	1,45
8,0	2,20	1,00	2,10	4,00	0,70

Виготовлення комбінованого індикатора

Комбінований індикатор виготовляють з 0,02-процентного розчину метилового червоного і 0,04-процентного розчину бромтимолу синього.

Розчин метилового чевонного (метилрот). Зважують 0,1 г сухого метилового червоного, висипають його у фарфорову ступку, куди доливають 20 мл винного спирту і суміш добре розтирають товкачиком. Потім цю суміш переливають у хімічний стакан, а в ступку наливають ще 80 мл винного спирту, яким добре її споліскують і який також переливають у той самий стакан. До спиртового розчину індикатора в стакані доливають 7,4 мл 0,05 Н. розчину NaOH для перетворення індикатора в натрієву сіль. Весь цей розчин

переливають у вимірювальну колбу на 500 мл, доводять дистильованою водою до риски і добре перемішують. Так дістають 0,02-процентний розчин індикатора метилового червоного.

Розчин бромистого синього. Зважують 0,1 г сухого бромтимола синього, розчиняють його в 52 мл винного спирту, додають 3,2 мл 0,05 Н. розчину NaOH і добре перемішують. Цей розчин переливають у вимірювальну колбу на 250 мл, доливають до риски дистильованою водою і дістають 0,04-процентний розчин бромистого синього.

Комбінований індикатор. Один об'єм 0,02-процентного розчину метилового червоного добре перемішують з двома об'ємами 0,04-процентного розчину бромистого синього.

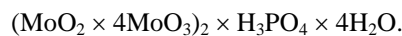
Комбінований індикатор у кислому середовищі змінює забарвлення на червоне, а в лужному – на синє.

Визначення водорозчинних фосфатів

Розчинні у воді солі фосфорної кислоти мають для рослин дуже велике значення, оскільки їх легко засвоюють рослини. У воді легко розчиняються солі фосфорної кислоти, як однозаміщені фосфати $\text{Ca}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2 \times \text{H}_2\text{O}$ і $\text{Mg}(\text{H}_2\text{PO}_4)_2$. Гірше розчиняються двоаміщені фосфати, $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ і $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$. Важко розчиняється $\text{Ca}(\text{PO}_4)_2$.

Водорозчинних фосфатів у ґрунтах дуже мало, але кількість їх має бути відома, щоб знати, наскільки ґрунти забезпечені фосфором для рослин, коли і скільки треба вносити сполук фосфору.

Фосфор у перерахунку на P_2O_5 визначають колориметричним методом. Цей метод ґрунтується на взаємодії водорозчинного P_2O_5 з молібденовокислим амонієм з утворенням комплексної фосфорномолібденової кислоти, яка за допомогою двовалентного олова в кислому середовищі відновлюється до окислів, що мають голубе забарвлення, так звану “молібденову синь”, примірний склад якої можна подати такою формулою:



Порівнюючи забарвлення досліджуваного розчину з забарвленням стандартного розчину відомої концентрації, визначають кількість фосфору.

Є різні методи визначення рухомої фосфорної кислоти. Вони відрізняються один від одного способами приготування водних витяжок і технікою виконання. Ми спинимось на визначенні фосфорної кислоти в солянокислій витяжці з ґрунту за Кірсановим.

Цей метод ґрунтується на витяжці з ґрунту фосфорної кислоти за допомогою 0,2 Н. розчину соляної кислоти. Розчинна дія такого розчину, на думку автора, рівноцінна розчинній дії корневих виділень рослин. Крім того, така кислота розчиняє всі кислі і середні фосфати, а також значну кількість фосфатів заліза і алюмінію.

Для визначення за методом Кірсанова з повітряносухої проби відважують на техніко-хімічних терезах 5 г ґрунту, пересипають його в конічну колбу об'ємом на 100 мл і доливають 25 мл 0,2 Н. розчину соляної кислоти. Колбу закривають пробкою і протягом 1 хвилини збовтують, далі дають 15 хвилин простояти і фільтрують крізь беззольний фільтр в іншу колбу. Добутий розчин і використовують для визначення P_2O_5 .

5 мл приготовленого розчину переносять піпеткою в пробірку, доливають 5 мл молібденовокислого амонію (розчин Б) і добре перемішують олов'яною паличкою протягом 20–30 секунд до появи стійкого голубого забарвлення, інтенсивність якого більше не змінюється.

Забарвлення досліджуваного розчину порівнюють з забарвленням досліджуваного розчину порівнюють з забарвленням стандартних розчинів у пробірках. Ці розчини приготують так. У вісім пронумерованих вимірювальних колб, місткістю 100 мл кожна, наливають з бюретки стандартного розчину CaHPO_4 відомої концентрації, кількість якого зазначено в табл.5

У кожен колбу доливають 0,1 Н. розчину соляної кислоти до риски і добре перемішують. Потім з кожної колби з стандартним розчином беруть по 5 мл і переносять у відповідно пронумеровані пробірки. У кожну пробірку доливають 5 мл молібденовокислого амонію (розчин Б) і далі роблять все так само, як і з досліджуваним розчином.

До виготовлених стандартних зразків відомої концентрації порівнюють забарвлення досліджуваного розчину, а за допомогою табл.6 визначають вміст P_2O_5 у 1 г ґрунту, в 100 г і на 1 га.

Таблиця 5

Виготовлення шкали стандартного розчину для визначення P_2O_5 за методом Кірсанова

№ колби	Взято мілілітрів вихідного стандартного розчину	Додано мілілітрів 0,1 Н. розчину НСІ до 100 мл	Вміст P_2O_5 у 100 мл добутого розчину (у мг)
1	2,5	97,5	0,25
2	9,0	95,0	0,50
3	10,0	90,0	1,00
4	15,0	85,0	1,50
5	20,0	80,0	2,00
6	30,0	70,0	3,00
7	40,0	60,0	4,00
8	50,0	50,0	5,00

Таблиця 6

Обчислення вмісту P_2O_5 у ґрунті за методом Кірсанова

№ стандартного розчину	Вміст P_2O_5 у 100 мл стандартного розчину (у мг)	Вміст P_2O_5 у 5 мл досліджуваного розчину або в 1г ґрунту (у мг)	Вміст P_2O_5 на 100 г ґрунту (у мг)	Вміст P_2O_5 на 1 га (у кг)
1	0,25	0,0125	1,25	31,7
2	0,50	0,0250	2,50	62,5
3	1,00	0,0500	5,00	125,0
4	1,50	0,0750	7,50	187,5
5	2,00	0,1000	10,00	250,0
6	3,00	0,1500	15,00	375,0
7	4,00	0,2000	20,00	500,0
8	5,00	0,2500	25,00	625,0

Якщо при дослідженні виявилось, що забарвлення більш інтенсивне, ніж у пробірці № 8, то для дослідження беруть не 5 мл, а 1 мл розчину і при розрахунках роблять відповідну поправку.

За Кірсановим, про забезпеченість рослин фосфором судять, виходячи з таких даних:

Вміст P_2O_5 у мг на 100 г ґрунту	Забезпеченість рослин фосфором
8	Слабка
...	Середня
Від 8 до 20	Висока
.. . . .	
> 20	
.. . . .	

Для визначення рухомої фосфорної кислоти в солянокислій витяжці з ґрунту за Кірсановим приготують такі розчини:

I. *0,2 Н. розчин HCl.* 16,4 мл соляної кислоти питомої ваги 1,19 наливають у літрову колбу, доливають дистильованої води, перемішують і доводять до риски.

II. *Молібденовий реактив А.* У хімічний стакан наливають 100 мл дистильованої води, нагрівають майже до кипіння, всипають туди 10 г хімічно чистого молібденовокислого амонію і перемішують сцяною паличкою до повного розчинення. Фільтрують гарячий розчин, потім охолоджують і доливають до нього, весь час перемішуючи, 200 мл концентрованої соляної кислоти і 100 мл дистильованої води. Приготовлений розчин зберігають у темній посудині в темному місці.

III. *Молібденовий реактив Б.* Перед використанням для визначення фосфору беруть одну частину молібденового реактиву А, додають до нього 4 частини дистильованої води і добре перемішують. Це і є реактив Б.

IV. *Стандартний розчин $CaHPO_4$.* На аналітичних терезах відважують точно 0,2423 г хімічно чистого $CaHPO_4 \times 2H_2O$, переносять у вимірювальну колбу місткістю 1 л, доливають 0,2 Н. соляної кислоти, розчиняють і тією ж кислотою доводять до риски. В 1 мл такого вихідного стандартного розчину міститься 0,1 мг P_2O_5 .

V. *Соляна кислота* хімічно чиста, питомої ваги 1,19.

VI. *0,1Н. розчин HCl.* 8,2 мл соляної кислоти питомої ваги 1,19 наливають у вимірювальну колбу місткістю 1 л, доливають туди дистильованої води, перемішують і доводять водою до риски.

При дослідженні потрібний такий посуд:

1. Вимірювальні колби на 100 мл – 8 шт.
2. Штатив з пронумерованими 8 пробірками – 1 шт.
3. Конічна колба на 100 мл – 1 шт.
4. Плоскодонна колба на 10 мл - 1 шт.
5. Бюретка на 25-50 мл – 1 шт.
6. Піпетка на 25 мл – 1 шт.
7. Піпетка на 5 мл – 1 шт.
8. Промивалка з дистильованою водою – 1 шт.
9. Лійка для фільтрування – 1 шт.
10. Беззольні фільтри.

11. Скляна паличка – 1 шт.

Визначення нітратів

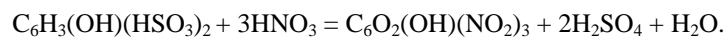
З усіх поживних речовин нітрати – солі азотної кислоти – найбільш рухомі.

Кількість нітратів та амонійного азоту в ґрунтах харак-теризує забезпеченість сільськогосподарських рослин азотом.

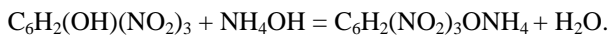
Щскільки нітрати добре розчиняються у воді, їх визначають у водній витяжці.

У зв'язку з великим коливанням вмісту нітратів у ґрунтах, робити висновки на підставі одного визначення не можна. Визначення тільки тоді будуть правильні, коли їх робити протягом усього вегетаційного періоду.

Визначення нітратів ґрунтується на властивості азотної кислоти та її солей реагувати з дисульфогеноловою кислотою і утворювати тринітрофенол за рівнянням :



Тринітрофенол, реагуючи з їдким амонієм, утворює нітроречовину жовтого кольору :



Добуту таким чином забарвлену речовину порівнюють з стандартними розчинами, з стандартною шкалою або з розчином в колориметрі.

Для визначення нітратів на техніко-хімічних терезах зважують 10 г повітряносухої проби і всипають її у конічну колбу місткістю 300–350 мл, доливають 200 мл дистильованої води і сильно збовтують протягом 3 хвилин. Після чого відфільтровують крізь складчастий фільтр в іншу чисту посудину.

При фільтруванні треба намагатись напочатку весь осад перенести на фільтр, для чого після збовтування посудину перевертають догори дном і чекають, поки тверді часточки осядуть у шийці на пробку. Не перевертаючи посудини, пробку злегка відкривають і переносять осад на фільтр. Спочатку фільтрат буде каламутний, але його знову переносять на фільтр і так роблять доти, поки він стане прозорим. Це і є витяжка, в якій визначають нітрати.

50 мл витяжки переносять піпеткою у фарфорову чашку і випаровують на водяній бані доти, поки на дні чашки залишиться якнайменша кількість рідини. Після цього чашку знімають з водяної бані і дають їй постояти, поки висохне вся рідина. Тоді до сухого залишку в чашку доливають 1 мл дисульфогенолової кислоти і старанно розтирають скляною паличкою, обмиваючи стінки чашечки, де був осад, дисульфогеноловою кислотою. При цьому утворюється тринітрофенол. Вміст чашечки залишають стояти протягом 10 хвилин. Після цього доливають 15 мл дистильованої води, кладуть туди клаптик червоного лакмусового паперу і доливають з бюретки краплями 12-процентного розчину аміаку доти, поки червоний лакмусовий папір посиніє. Утворюється новий нітропродукт жовтого кольору. Цей розчин переносять у вимірювальну колбу на 100 мл. чашку споліскують 4-5 раз невеличкими порціями дистильованої води, виливаючи її в колбу, після чого доливають дистильованої води до риски і добре перемішують.

Паралельно з приготуванням витяжки і визначенням нітратів готують стандартний розчин. Для цього в сім фарфорових чашечок наливають різні кількості (5, 10, 15, 20, 25, 30 і 35 мл) розчину відомої концентрації (стандартний розчин), ставлять їх на водяній бані, випаровують розчин майже досуха, знімають з водяних бань чашечки, дають висохнути, у кожену наливають по 1 мл дисульфогенолової кислоти, добре перемішують, доливають з бюретки краплями 12-процентного розчину аміаку до забарвлення червоного лакмусового паперу в синій колір, переносять розчин у вимірювальні колби на 100 мл, розводять до риски водою, тобто роблять все так само, як і при визначенні нітратів. Так одержують сім колб з відомим вмістом нітратів.

Колір колбочки з визначуванним нітратом порівнюють з кольором приготовлених стандартних розчинів.

Якщо колір досліджуваного розчину не збігається з кольором виготовлених стандартних розчинів, то беруть ту колбу стандартного розчину, колір якої найбільше відповідає кольору досліджуваного розчину, але має більш інтенсивне забарвлення. Піпеткою беруть певну кількість цього стандартного розчину і переносять у нову вимірвальну колбу на 100 мл, доливають до риски дистильованою водою, добре перемішують її з нею порівнюють колір досліджуваного розчину. Якщо кольори збігаються, то в досліджуваному розчині стільки нітратів, скільки їх є в стандартному розчині.

Забарвлення досліджуваного розчину порівнюють з забарвленням стандартного розчину за допомогою колориметра. Для цього беруть з колби невелику кількість досліджуваного розчину і переливають його в правий стаканчик колориметра, а таку ж саму кількість стандартного розчину наливають у лівий.

За допомогою кремальєри змінюють положення стаканчиків доти, поки обидві половини поля зору будуть однакові. Досягнувши цього, відлічують висоту стандартного і досліджуваного розчинів.

Вміст нітратів у міліграмах NO_3^- на 100 г ґрунту обчислюють за формулою:

$$x = \frac{A \times B \times h}{h_1 \times p} \times 100 \text{ мг,}$$

де: **A** – вміст NO_3^- в 1 мл стандартного розчину (у мг);

B – об'єм стандартного розчину, взятий для випаро-вування (у мг);

h – висота стандартного розчину за колориметром;

h₁ – висота досліджуваного розчину за колориметром;

p – наважка ґрунту, яка відповідає об'єму досліджуваного розчину, взятого для аналізу (у г).

Визначений в результаті аналізу вміст NO_3^- у міліграмах на 100г ґрунту перераховують на азот. Для цього добутий результат множать на коефіцієнт 0,226.

Виготовлення реактивів

I. *Дисульфифенолова кислота.* У круглодонну колбу переносять 3 г хімічно чистого кристалічного (перегнаного) фенолу, доливають 20,1 мл концентрованої (питомої ваги 1,48) сірчаної кислоти і закривають пробкою, в яку вставлена довга скляна трубка, що заміняє холодильник. Колбу ставлять на водяну баню з киплячою водою, і на ній нагрівають протягом 6 годин. Після цього прада розбирають, дисульфифенолову кислоту переливають у колбочку для зберігання і використання.

II. *12-процентний розчин аміаку.* Аміак питомої ваги 0,91 розводять водою наполовину.

III. *Стандартний розчин нітрату.* Наважку 0,1631г хімічно чистого перекристалізованого KNO_3 переносять у літрову колбу, доливають дистильованої води, розчиняють, доводять до риски і добре перемішують. Далі 100 мл цього розчину переносять в іншу літрову колбу, доливають дистильованої води до риски, добре перемішують. Це і є стандартний розчин. В 1мл такого розчину міститься 0.01мг NO_3^- , або 0,00225мг N_2 .

Для визначення потрібний такий посуд:

1. Вимірвальні колби на 100 мл – 9 шт.
2. Конічні колби на 300-350 мл – 2 шт.
3. Фарфорові чашки – 8 шт.
4. Піпетка на 25 або 50 мл – 1 шт.
5. Піпетка на 1 мл – 1 шт.
6. Бюретка на 25 або 50 мл – 1 шт.

7. Скляна лійка - 1 шт.
8. Промивалка з дистильованою водою –1 шт.
9. Скляна паличка з потовщенням з одного кінця – 1 шт.
10. Беззольні фільтри.
11. Червоний лакмусовий папір.

Визначення рухомого калію в підзолистих ґрунтах за методом Я. В. Пейве

У ґрунтах калій міститься у вигляді різних солей, яким властива різна розчинність. Рослина споживає з ґрунту рухомий калій, який легко переходить у розчин.

Щоб визначити калій, пробу ґрунту обробляють 1Н. розчином NaCl. Відбувається реакція:

