

ЗЛИТИЗАЦІЯ ЯК СТАДІЙНА ТРАНСФОРМАЦІЯ МІКРОБУДОВИ ҐРУНТІВ

Алювіальні злитоземи степової зони України мають багато спільних ознак з чорними злитими ґрунтами, описаними у заплавах Уралу, Кубані, Дону, Волги [1, 4, 7, 14]: темно-сіре (чорне) забарвлення при порівняно невеликому вмісті гумусу, злиту будову, своєрідну клиновидну структуру із слікенсайдами, глинистий гранулометричний склад з великим відсотком набрякаючих монтморилонітових мінералів, хімічну солонцюватість без текстурної диференціації профілю, низьку водопроникність. У тій чи іншій мірі процес злитизації задіяний також в автоморфних ґрунтах. Ряд ґрунтовних праць [2, 11, 13, 15, 17] присвячений опису злитих чорноземів Молдови, Передкавказзя, Алазанської долини. Аналогічні ґрунти описувалися в Грузії, Нижньому Поволжі [7, 8], і при цьому відзначалася схожість умов утворення і властивостей цих ґрунтів із ґрунтами інших країн, у т.ч. і тропічних. Для них також характерний монтморилонітовий склад мулистій фракції, виражена динаміка об'єму в умовах почергового висушування і зволоження, відсутність елювіально-ілювіальної диференціації, приуроченість до виходів важких глинистих порід і перехідних напівгідроморфних (тепер або в минулому) ландшафтів.

У перших публікаціях злита будова ґрунтів розглядалася як одна з окремих властивостей, а генетична і класифікаційна сутність злитогенези була вперше обґрунтована лише Т.Л. Бистрицькою і А.Н. Тюрюкановим [1]. Вони запропонували розглядати злиті ґрунти помірного поясу в якості особливого типу “злитозему”, сформованого процесом “злитогенези”.

Особливості екології і генези злитоземів

Злитоземи – чорні злиті (вертисольні) ґрунти — це, насамперед, глинисті монтморилонітові карбонатні ґрунти, що сполучені із сіалітною корою вивітрювання [1, 3, 6, 7, 14, 19-23]. Найбільшого поширення і визнання набуло тлумачення про гідрогенність злитих ґрунтів помірного поясу [14]. Але відома надзвичайно широка їх екологічна амплітуда: вони можуть бути заплавленими, дельтовими, лиманними, терасовими, схиловими, вододільними і, відповідно, автоморфними, гідроморфними й автоморфно-гідроморфними. У зв'язку з цим немаловажною є друга умова формування злитоземів — наявність пульсуючого характеру їхнього зволоження, що відзначається більшістю дослідників [3].

У долинах малих річок степової зони України із зарегульованими і пересихаючими річищами чорні злиті ґрунти виявлені не на позитивних, високих зstepовілих ділянках, а на від'ємних формах рельєфу — осушених старицях і болотах унаслідок природної аридизації або штучного дренажу заплави. Усе ж за специфікою гідротермічного режиму, який складається із чергування у річному циклі періодів короткочасного надлишкового зволоження з періодами значного висихання ґрунтової товщі, виявлені злитоземи не відрізняються від описаних аналогів у інших районах помірного поясу. Також можна стверджувати, що в осінньо-весняний період злиті ґрунти розвиваються за лучним або лучно-болотним типом, а влітку — за дерновим. Це зумовлено не тільки зонально-кліматичними особливостями регіону, але і специфічністю водного режиму злитоземів, який обумовлює їх функціонування у так званих “псевдоавтоморфних” умовах. У злитоземах гідроморфних ландшафтів Степу чергування періодів пересушення та перезволоження в результаті виключно атмосферного водного живлення в річному і багатолітньому циклі зумовлено специфічною дією глинистої товщі, яка екранує верх ґрунтів і припиняє надходження вологи із ґрунтових вод.

Об'єднуючою рисою алювіальних злитоземів півдня України і чорних злитих ґрунтів інших регіонів є їх здатність до розтріскування на значну глибину в сухому стані, а також набухання при перезволоженні з переміщенням одних ґрунтових мас відносно інших з утворенням слікенсайдів (поверхонь ковзання). Ці явища, а також розвиток специфічного

горбкуватого мікрорельєфу “гільгай” в результаті випирання ґрунтових мас об’єднуються у так званий процес “вертисолізації” [6, 16, 19, 20, 22, 23].

Рослинний покрив досліджуваних злитих ґрунтів також має багато спільних рис із рослинністю злитоземів заплавл річок Кубані, Волго-Ахтуби, Уралу, де відзначена висока строкатість флористичного складу — від лучно-болотних до степових форм [1, 4, 7, 14]. Характерною рисою й істотним розходженням є присутність у заплавлних злитоземах Причорномор’я видів рослин, властивих засоленим ґрунтам. Остання обставина є відображенням специфіки місць виявлення тут злитих ґрунтів — їхньої приуроченості до від’ємних, акумулятивних форм рельєфу.

Поліфазність механізму злитизації

На сьогоднішній день існує безліч припущень про природу злитості. Гіпотези про ґрунтові процеси, які формують злитоземи, можна об’єднати за двома напрямками. Це фізико-хімічні і фізико-механічні концепції злитизації (злитоутворення).

Про високу щільність як результат натрієвої і магнієвої солонцюватості, цементації гідроокислами заліза, карбонатами або аморфним кремнеземом існує багато повідомлень, які характеризують злитоземи різноманітних ландшафтів [1]. Ряд дослідників пов’язує утворення злитоземів із змінною гідратацією — дегідратацією глинистої маси [5, 7].

Концепції, що пояснюють формування специфічного – злитого недиференційованого профілю з фізико-механічної позиції, ґрунтуються на відзначених багатьма дослідниками процесах переминання ґрунтової маси злитих ґрунтів при почерговому набряканні (зволоженні) і усадці (пересушенні), процесах педотурбації і формування специфічного горбкуватого рельєфу через видавлювання ґрунтової маси [6, 16]. Відносно зміни упакування мінеральних часток при переминанні ґрунтів є дані стосовно алювіальних злитих ґрунтів Кубані, Волго-Ахтуби, злитоземів тропічних країн [14, 23]. Превалювання фізико-механічних процесів у формуванні злитих ґрунтів знайшло відбиток в американській класифікації ґрунтів, у якій виділені так звані “вертисолі” — чорні тропічні і субтропічні ґрунти з інтенсивним перемішуванням профілю, пов’язаного з динамікою об’єму глинистої маси.

Досить ґрунтовно природу злитогенези вивчали російські ґрунтознавці і дійшли до висновку, що злитогенез — це розвиток і відтворення зворотних і незворотних бічних, локальних, різноспрямованих зсувів одних блоків ґрунту відносно інших під впливом набрякання й усадки, коли рідка фаза ґрунту не замерзає [1, 3, 14, 16-18]

Безліч теорій, які тлумачать процес злитизації (утворення зливої будови ґрунту), свідчать про те, що причиною високої щільності і твердості ґрунтової маси в конкретних умовах можуть бути різноманітні чинники: склад увібраних основ, наявність закисних форм заліза, присутність рухливих з’єднань кремнезему тощо. Відомо, що метаморфізація з’єднань заліза й інших речовин при зміні окисно-відновних умов і гомогенне просочення ними у відновній формі ґрунтового профілю призводять до цементації ґрунтової маси у випадку обезводнювання, окиснення і кристалізації цих з’єднань. Значну роль в утворенні надміцної ґрунтової маси відіграють також органо-мінеральні сполуки. Цементації ґрунтової маси і її темному забарвленню сприяють також з’єднання заліза і марганцю з деякими глинистими мінералами й органічною речовиною [5, 12].

Встановлені нами відмінності у властивостях ґрунтової маси різних стадій злитогенези дозволили пояснити основний механізм злитості через посилення сили щеплення у глинистих агрегатах внаслідок стадійної переорганізації основи потенційно злитих ґрунтів [10]. При цьому цементуючий вплив компонентів, що обезводнюються і кристалізуються, не заперечується, але цей вплив розуміється як неспецифічний, який має більш широкі межі дії. Наприклад, у висушених мулуватих ґрунтах, які мають дуже тверду будову саме через дію цементуючих компонентів і дегідратацію глин, відсутня основна властивість злитих ґрунтів — злитостійкість — спроможність зберігати форму і цілісність агрегатів при почерговому зволоженні і висушуванні.

Дослідження властивостей і мікробудови ґрунтів злитоморфної часової катени виявили такі особливості злитизації. Щільні зливоокремоності “болотних” глинистих ґрунтів, що висохли, характеризуються великими (3-15 см) розмірами, розділені тріщинами, що нагадують тріщини аморфних (вулканічне скло) мінералів, — дугоподібними з рівнобіжними жорсткуватими (порваними) стінками. Мікроморфологічний аналіз свідчить про відсутність орієнтування глинистих часток у зонах біля шпар і по всій масі таких структурних окремоностей. Глинисті частки розташовані хаотично і переважно арковим взаємним розташуванням надають ізоморфній основі некомпактної будови. Типова злитість проявляється у специфічній, відносно водостійкій зернисто-бриластій (крупнопризматичній) структурі розтріскування і злитій будові верхніх горизонтів ґрунтів, в суцільному масивно-злитому (масивно-зернисто-злитому) складенні з слабо вираженими слікенсайдами середніх прошарків і грузлій будові нижніх горизонтів. Структурні окремоності таких ґрунтів — злитоземів структурно-монолітних — відрізняються зональною анізотропністю, пов’язаною із взаємно узгодженим орієнтуванням глинистих часток. При істотно більшій компактності ґрунтової маси в її основі виявляється безліч зон, де поєднані за площинами глини формують щільні агрегати. Тонкодисперсна маса ґрунтів набуває комплексної смугастої орієнтації з вигадливим рисунком — слабошпаруватої із вузькими щілиноподібними порами між блоками, що мають сланцеву текстуру. Максимально подібна мікробудова виявляється в середніх (20–60 см), найбільш щільних і твердих прошарках гумусового горизонту злитих ґрунтів. На наш погляд, причиною виникнення нової мікробудови є, з одного боку, відома здатність орієнтації глинистих часток унаслідок сил притягання водних плівок на їхніх поверхнях, а з іншого — пресування ґрунтової маси в результаті тиску, що розвивається в умовах почергового набрякання й усадки ґрунтів. Другий чинник — пресування — повинен відігравати визначальну роль, якщо врахувати те, що ламінарний тип мікробудови найбільше виражений у горизонтах, де також присутні площини ковзання. На це вказує і порівняно великий розмір “сланцевих” агрегатів, і часто хвилясте, узгоджене з тріщинами й іншими агрегатами, орієнтування глинистих пластинок (рис. 1, 2).

Набрякання ґрунту з явищами випирання ґрунтової маси, утворення площин ковзання призводить не тільки до здавлювання основи в цілому, на мезорівні, але й на мікрорівні. Деформація при вільному набуханні у досліджуваних злитоземах складає до 37%, і, таким чином, при зволоженні злитих ґрунтів повинен розвиватися значний розклинюючий тиск водних плівок навколо глинистих часток і їхніх агрегатів, що може відігравати істотну роль у мікроструктурованості ґрунтів і формуванні упорядкованої, за площинами, будови глинистої маси. Відомо, що при зволоженні колоїдні частки у ґрунті прагнуть понизити хімічний потенціал поверхні за рахунок об’єднання, і чим менший розмір часток, що об’єднуються, тим міцніші зв’язки між ними [9]. Розклинюючий тиск у такому випадку розвивається не поміж окремими частками з надмірними зв’язками, а між їхніми агрегатами, що здавлюються з різних сторін і пресуються. Формування сланцевих мікроагрегатів глин може бути результатом цього процесу.

Таким чином, злитизація є процесом зміни вихідної мікробудови ґрунтів — збільшення щільності енергії когезії за рахунок пресування тонкодисперсної маси і масового злипання глинистих часток за їхніми площинами в умовах почергового зволоження і висихання, що супроводжуються зміною в монтморилонітово-глинистих ґрунтах явищ набрякання й усадки.

Значні розбіжності в мікробудові ґрунтів злитоморфних часових катен дозволяють диференціювати злитоутворення з виділенням стадій субзлитості і типової злитості.

Перша стадія — *субзлитість* — утворення ізотропних зливоокремоностей. Вона виявляється у гомогенізованих зонах профілю потенційно злитих ґрунтів — глейоземів важкого гранулометричного складу, — що короткочасно пересихають або знаходяться в початковій стадії осушення. Діагностичною ознакою субзлитості є черепашковий злам на поверхні блоків розтріскування, що мають випадковий і хитливий вигляд (рис. 1: 1). При повторному зволоженні і висиханні організується нова система структурних окремоностей,

тому що некомпактне і безладне (аркове) взаємне розташування глинистих часток у злитоокремостях зумовлює відносно слабку їхню водостійкість. На цій стадії злитогенези основна роль у формуванні високої твердості ґрунтової маси належить процесу посилення сили щеплення (енергії когезії) дегідратованих часток у безструктурному ґрунті, а також відзначеним вище процесам цементації ґрунтової маси.

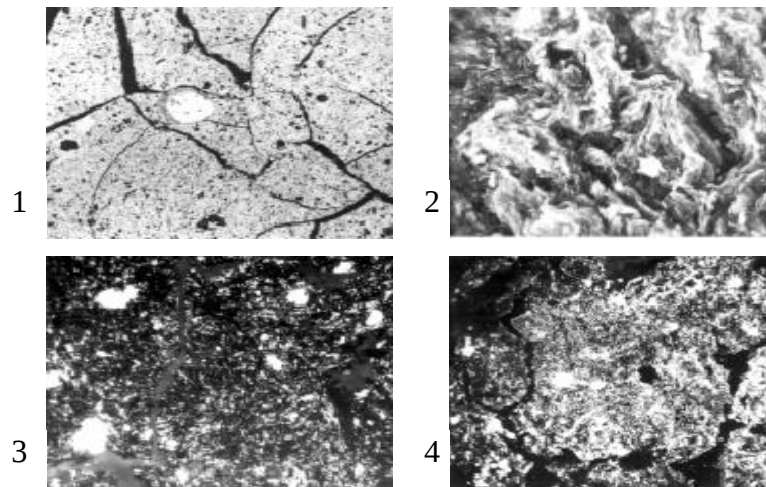


Рис. 1. Мікроморфологія процесу злитизації:

1 — ґрунтова маса осушених глейоземів мулуватих (фотограма: 4,8X); 2 — пакети спресованих за площинами глинистих мінералів у злитоземах структурно монолітних, шар 20–30 см (растровий електронний мікроскоп: 1050X); 3 — локальне орієнтування глини у злитоземах, що утворилися при осушенні глейоземів мулуватих (нік. +, 50X); 4 — підвищення ступеня орієнтації глин в злитоземах структурно-монолітних (нік. +, 50X)

Ущільнення, збільшення зв'язності та повна втрата мікроструктури з утворенням макроокремостей розтріскування, що мають черепашкові злами, спостерігається також у суглинистих ґрунтах, які не відносяться до потенційно злитих, наприклад, у чорноземах при їх осолонцюванні і механічному ущільненні важкою технікою. Такі ґрунти не є субзлитими у зв'язку з відсутністю умов для розвитку типової злитості, але стан організації їх ґрунтової маси може бути визначений як *паразлитість*. Цей стан характеризується високою щільністю і зв'язністю гомогенної ґрунтової маси, масивним складенням, пористістю розтріскування, можливою однонаправленою орієнтацією компонентів основи ґрунтів.

Друга стадія — *власне злитість* — утворення анізотропних злитоокремостей. Вона проявляється у монтморилонітово-глинистих ґрунтах, що схильні до багатократного набрякання й усадки при почерговому зволоженні і висиханні, і мікроморфологічно спостерігається за виразною орієнтацією глинистої речовини і наявністю мікрозон (пакетів) із зчепленням пластівців глин за типом “базис-базис”. У початковий період розвитку типової злитості пакетна текстура відзначається у зонах біля шпар, а при наступній багаторазовій переорганізації мікробудови — і у внутрішніх областях злитоокремостей. Із збільшенням кількості пакетів глинистих часток зростає зв'язність і щільність структурних окремоостей ґрунтів (відзначені показники мали більше 2 г/см^3), стійкість їхніх форм.

Також слід зазначити, що типова злитість ґрунтів не є ознакою їхньої безструктурності. Злитоземи структурно-монолітні мають із поверхні монолітну товщу або окремі блоки з міцно спаяних одна з одною зернистих окремоостей. Цементуючі компоненти у таких ґрунтах, безумовно, посилюють злитість, але їх роль у утворенні високої щільності і твердості ґрунтової маси типових злитоземів або така сама як у субзлитих ґрунтах, або менша, враховуючи явища сегрегації сполук заліза і вуглекислого вапна в умовах чергування періодів перезволоження і висихання. Мікроагрегатний аналіз засвідчив добру мікроструктурність злитих горизонтів алювіальних злитоземів і незадовільну тривкість

окреможностей в їх поверхневому (0–10 см) шарі. Коефіцієнт дисперсності, який є показником ступеня агрегатності ґрунту, коливається від 5–7 (велика ступінь агрегатності) в гумусо-аккумулятивному і перехідному горизонтах до 60 у поверхневому шарі, який, таким чином, є найменш структурованою частиною профілю злитоземів. Це свідчить про значну роль процесу злитоутворення (здавлювання ґрунтової маси) у формуванні водостійкої структури злитих ґрунтів; у поверхневих горизонтах, у яких необмежене просторове розповзання маси ґрунтів і де відбувається самомульчування (роздрібнення агрегатів до пилювато-дрібнозернистих окреможностей) ґрунтової маси, низька водостійкість структури відображає істинне положення біологічного і фізико-хімічного чинника в оструктуренні злитих малогумусних глинистих ґрунтів. Водночас міцна структура злитих горизонтів не може вважатися агрономічно цінною через її вкрай низьку шпаруватість.



Рис. 2. Морфологія, режими і властивості злитоморфних ґрунтів

Література

1. Быстрицкая Т.Л., Тюрюканов А.Н. Черные слитые почвы Евразии. — М.: Наука, 1971. — 256 с.
2. Елисеева Н.В. Физические свойства и режим влажности слитых черноземов Западного Предкавказья // Почвоведение. — 1983. — № 4. — С. 56–63.
3. Елисеева Н.В., Умарова А.Б., Зубкова Т.А. Конференция по слитым почвам (Майкоп, 6–13 сентября 1998 г.) // Почвоведение. — 1999. — № 5. — С. 663–666.
4. Зборищук Н.Г., Розанов Б.Г. О происхождении слитости некоторых аллювиальных почв дельты Днестра // Вестн. МГУ. Сер. почвовед., 1984. — № 1. — С. 3–9.
5. Качинский Н.А. Природа механической прочности и водопрочности почвенной структуры в связи с ее генезисом // Вестн. МГУ. Сер. биол., почвовед., геол., геогр., 1958. — № 1. — С. 3–13.
6. Ковда И.В., Моргун Е.Г., Алексеева Т.В. Формирование и развитие почвенного покрова гильгай (на примере Центрального Предкавказья) // Почвоведение. — 1992. — № 3. — С. 19–34.

7. Корнблум Э.А., Козловский Ф.И. Слитые почвы Волго-Ахтубинской поймы как аналог черных слитых почв тропиков и субтропиков // География и классификация почв Азии. — М.:Наука, 1965. — С. 165–178
8. Макеева В.И. Микростроение слитых почв Восточной Грузии. — Вест. МГУ. Сер. почвовед. — 1983. — № 2. — С. 57–58.
9. Макеева В.И., Лапицкий С.А. Характер и природа давления набухания в некоторых почвах // Почвоведение. — 1993. — № 9. — С. 64–70.
10. Михайлюк В.І. Грунти долин річок північно-західного Причорномор'я: екологія, генеза, систематика, властивості, проблеми використання. — Одеса: Астропринт, 2001. — 340 с.
11. Подымов Б.П. Скрыбина Э.Е. Слитые почвы // Почвы Молдавии. — Кишинев: Штиинца, 1984. — Т. 1. — С. 247–254.
12. Попова Р.Т., Дронова Т.Я., Морозов В.В. и др. Роль глинистых минералов и несиликатных соединений железа в формировании некоторых слитых почв // Почвоведение. — 1992. — № 11. — С. 125–135.
13. Самойлова Е.М., Чернова О.В., Чигарова О.А., Черкинский А.Е. Происхождение слитоземов Алазанской долины // Почвоведение. — 1993. — № 8. — С. 5–11.
14. Слитоземы и слитые почвы / Под ред. Е.М. Самойловой. — М.: Наука, 1990. — 143 с.
15. Слитые почвы Молдавии (генезис, свойства, эволюция, использование). — Кишинев: Штиинца, 1990. — 167 с.
16. Хитров Н.Б., Королюк Т.В., Турсина Т.В. и др. Слитые почвы территорий с микрорельефом гильгай // Почвоведение. — 1994. — № 7. — С. 33–44.
17. Хитров Н.Б., Чижикова Н.П. Минералогический состав слитых почв Ставрополя // Почвоведение. — 1995. — № 8. — С. 987–997.
18. Хитров Н.Б., Чижикова Н.П. Роль глинистых минералов в слитогенезе почв Ставрополя // Почвоведение. — 1995. — № 11. — С. 1408–1418.
19. Dudal R., Eswaran H. Distribution, properties and classification of vertisols // Vertisols: their distribution, properties, classification and management. L. Wilding and R. Puentes eds, Texas A & M Univ., 1988. — P. 1–22.
20. Murthy R.S., Rattacharjec J.C., Landey R.J., Pofali R.M. Distribution, characteristic and classification of vertisoil // Vertisols and Rise soils of the Tropics. 12 Int. Congr. of soil sci. — New Delhi, 1982. — P. 246–255.
21. Puentes R., Wilding L.P., Drees L.R. Microspatial variability and sampling concepts in soil porosity studies of Vertisols // Geoderma. — 1992. — V. 53. — P. 373–385.
22. Stephan S., Berrier J., De Petre A.A. et al. Characterization of in situ organic matter constituents of vertisols from Argentina, using submicroscopic and cytochemical methods // Geoderma. — 1983. — V. 30. — № 1-4. — P. 21–34.
23. Wilding L., Tessier D. Genesis of vertisols: shrink-swell phenomena // Vertisols: their distribution, properties, classification and management. L. Wilding and R. Puentes eds, Texas A & M Univ., 1988. — P. 55–81.

Summary

The progressing of a compact soils is process of variation of a source microscopic structure of soil mass and magnification of energy of cohesion at the expense of pressing fine mass and forming of packages of oriented clay particles. The process is conditioned by a swelling and shrinkage at alternation of humidifying and drying of soil mass. The phases of a subcompact (she is conditioned by grouting) and a representative compact (is conditioned by variation of a microscopic structure of soils) are characterised.