

Stanislav Prydetkevich. Zoocenoses structure and dynamics in the urban landscape of Podolia.

Based on analysis of the literature and our own field investigations revealed features zoocenoses' structure and seasonal dynamics of the species composition of urban landscapes within the territory of Podolia.

It was determined that in urban landscapes formed the specific ecosystem. The variety of urban landscapes of 176 species of terrestrial vertebrates. The classes are distributed as follows: 10 species — amphibians, 6 — reptiles 117 — birds, 43 — mammals.

Despite the poor sanitary condition of water bodies (especially in large cities), polluted by industrial and domestic effluents their zoocenoses continue to exist.

Reptiles and amphibians as, avoid continuous built. Their distribution is limited to landscape gardening and low-rise (plots of land) types of landscape and urban ponds and unregulated coastal strip.

Of the numerous environmental groups bird species composition belongs dendrophilic group (58.1% of the total species diversity), which are common in all types of urban terrain, where there is only a tree plantation, regardless of all other factors. Here, they can nest, find food or stop at flights. Second place belongs to limnophilic group of birds (21.3%), which focus exclusively at the city reservoirs, and are almost never found in other types of urban terrain. The next most species-rich urban landscape is sklerofilic group of birds (13.7%). Most of its members prefer building (high-rise, low-rise residential and industrial urban landscape types). Kämpofilic make up only 6.0%, both in species composition and abundance underrepresented group, whose members can occur only on the fringe of urban landscapes.

Ornitosenoses urban landscapes presented six types of fauna.

In zoocenoses urban landscapes all possible user groups. However, some of them have very depleted species composition.

Conducted research of the structure and dynamics of the urban landscape zoocenoses skirts allowed us to form the following conclusions:

- 1) The variety of landscape structure of the urban landscape is attracting environmental groups of animals;
- 2) zoocenoses structure in urban landscapes skirts contains about 176 species of terrestrial vertebrates;
- 3) dynamics of species diversity is characterized by the maximum index during spring and autumn period, the relatively high relative share of the number of species in the summer and the winter minimum of animal diversity.

Keywords: urban landscape, landscape structure of the city, the type of urban landscape, zoocenoses, zoocenosis specific structure, dynamics zoocenosis, the environmental group.

Рецензент: проф. Денисук Г.І.

Надійшла 12.04.2013р.

УДК 631.43:574.4

Тетяна ПАРТИКА

ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ МІНЕРАЛЬНИХ ҐРУНТІВ ВЕРХНЬОДНІСТЕРСЬКОЇ РІВНИНИ: СПЕЦИФІКА ФОРМУВАННЯ ТА ЇХ ЕКОЛОГІЧНА РОЛЬ

Охарактеризовані загальні фізичні властивості, гранулометричний склад, вміст $S_{орг}$ і обмінних форм Ca і Mg лучного карбонатного і дернового опідзоленого ґрунтів Верхньодністерської рівнини. Досліджено вплив вмісту і якості органічної речовини, мулу, ступеня карбонатності на щільність будови ґрунту та його шпаровий простір. Встановлено тісний зв'язок ($r=0,94$; $P<0,05$) між шпаруватістю аерації та емісією CO_2 з поверхні ґрунту.

Ключові слова: ґрунт, органічна речовина, щільність будови, капілярна шпаруватість, некапілярна шпаруватість, емісія CO_2 .

Постановка проблеми у загальному вигляді. Аналіз останніх досліджень та публікацій. Ґрунти Верхньодністерської рівнини, як об'єкт досліджень, становлять значний науковий інтерес. Зокрема, у моделі екологічної мережі Українських Карпат ці ґрунти є базисом Верхньодністерської ключової території національного рівня, що входить до складу Передкарпатського долинно-височинного регіонального екологічного коридору [1, 6], ефективність функціонування якого головно залежить від екологічної якості ґрунтів. З іншого боку, немає сумніву, що педосфера Землі, як глобальний резервуар Карбону, є потужним джерелом надходження парникових газів в ат-

мосферу, внаслідок процесів катаболізму органічних речовин, а їхній якісний і кількісний склад залежить від умов ґрунтового середовища, зокрема аерації ґрунту. Остання залежить від фізичних властивостей ґрунту, зокрема структурно-функціональної організації його шпарового простору. Основними показниками, що характеризують фізичний стан ґрунтів є щільність твердої фази ґрунту, щільність будови, загальна шпаруватість та капілярна і некапілярна шпаруватості. Від особливостей складення ґрунтів, величини щільності ґрунтів, особливо при її неоднорідності за генетичними горизонтами, залежать такі властивості ґрунтів як водопроникність, фільтрація, аерація та інші.

Попередніми дослідженнями показано, що фізичні властивості ґрунту, завдяки існуванню взаємозв'язків між фізичними та іншими властивостями і процесами, що характеризують ґрунт, віддзеркалюють стан конкретного біогеоценозу (БГЦ) і можуть використовуватися як інтегральний екологічний показник стану ґрунтів [4, 5, 8, 14, 18, 19, 22].

Оцінюючи екологічне значення однієї з фізичних властивостей ґрунту – щільності його будови, відомий вчений у галузі фізики ґрунту проф. Є.В. Шеїн вважає, що вона зумовлює формування об'єму шпарового простору, в якому живуть, функціонують ґрунтові мікроорганізми, ґрунтова біота [20]. Тому, якщо зміниться об'єм шпар, то зміниться і ґрунтова біота, і ґрунт буде функціонувати інакше. Інакше будуть проявлятися й екологічні функції ґрунтів. Для прикладу він наводить результати досліджень, виконаних в Німеччині, де встановлено, що із збільшення щільності будови ґрунту від 1,2 до 1,6 г/см³ зменшується засвоєння ізотопу ¹⁴C з атмосфери від 2311 до 1207 мг/посудину на фоні посилення емісії CO₂ від 18 до 29%. Це в кінцевому підсумку вплинуло на зростання втрат у вигляді діоксиду карбону, а це вже область глобальних екологічних функцій ґрунтів – виділення газів, відповідальних за "парниковий ефект". Цей приклад доводить, що ущільнення ґрунту викликає не тільки один наслідок у вигляді уповільнення росту рослин, а й, як це завжди і буває в природі, безліч інших наслідків, які нерідко проявляються не відразу, неявно, накопичувально. Для того щоб їх виявити, потрібні спеціальні ґрунтово-фізичні дослідження. Є.В. Шеїн вважає, що на даний момент це один з перспективних напрямків досліджень, що з'ясовують багатосторонні зміни лише однієї ґрунтової властивості, а також можливості передбачення та управління цими наслідками (зокрема, і на виділення / споживання CO₂, на глобальні екологічні ефекти). Коротко охарактеризуємо інформативність окремих фізичних параметрів ґрунтів.

Щільність твердої фази ґрунту (ρ_s) – одна з найстабільніших фізичних властивостей ґрунтів, яка залежить від щільності наявних в ній мінералів, їхнього співвідношення, а також від кількості органічної речовини і визначається середньою величиною щільності цих речовин та їх відносним вмістом [2]. Зокрема, для органічних речовин (рослинний опад, торф, гумус) щільність твердої фази коливається від 0,2-0,5 до 1,0-1,4 г/см³, а мінералів – від 2,1-2,5 до 4,0-5,18 г/см³. Мінеральні горизонти біль-

шості ґрунтів мають щільність твердої фази від 2,4 до 2,6 г/см³, а торфові від 0,2-0,3 до 1,8 г/см³ [16].

Щільність будови ґрунту (ρ_b) – одна з інтегральних лабільних фізичних властивостей, без якої не можлива об'єктивна структурно-функціональна оцінка ґрунту як біоценозного тіла. Щільність будови ґрунту є динамічною в просторі і часі, залежить від його гранулометричного складу, гумусованості, структурного стану і різних антропогенних впливів. Найменша щільність будови, зазвичай, спостерігається у верхніх горизонтах ґрунтів, найбільша – в ілювіальних і глейових. Як екологічний фактор, щільність будови ґрунту впливає на водний, повітряний, тепловий, біологічний режими, а також на перерозподіл речовин у ландшафті [14]. Щільність будови є не лише важливою характеристикою фізичних властивостей ґрунтів, але й діагностичною ознакою для ґрунтів, які тривалий час знаходяться в сільськогосподарському використанні [3]. У процесі ущільнення ґрунтів зменшується не лише загальний об'єм шпар, але і їхній розмір, що впливає на стан ризосфери ґрунту. Ущільнений ґрунт погано вбирає та фільтрує вологу, а це за наявності зливових опадів сприяє збільшенню поверхневого стоку та ерозії, зниженню вологозабезпечення рослин [21].

За Н.А. Качинським ґрунт вважають пухким, якщо щільність будови гумусових горизонтів дорівнює 0,9-0,95, нормальним – 0,95-1,15, ущільненим – 1,15-1,25 і сильноущільненим – більше 1,25 г/см³. У добре оструктурених, пухких дерново-підзолистих ґрунтах найменша щільність будови спостерігається в лісових підстилках – 0,15-0,40 г/см³, у гумусових горизонтах вона підвищується до 0,8-1,0, підзолистих – до 1,40-1,45, ілювіальних – до 1,5-1,6 і материнській породі – 1,4-1,6 г/см³. Гранічною величиною цього параметра – 2,0 г/см³ характеризуються глейові горизонти заболочених ґрунтів. Навіть за лабораторних експериментальних умов при тисках вище 100 атм. її величина не є більшою 2,04 г/см³. Мінімальні значення для мінеральних ґрунтів рідко бувають менше 0,8 г/см³, а щільність будови торфових ґрунтів, торфів може знижуватися і до 0,1 г/см³ [20].

Якщо щільність будови ґрунтів досягає 1,6-1,7 г/см³ (при щільності твердої фази 2,66-2,70 г/см³), корені деревних рослин практично не проникають в ґрунт, а сільськогосподарські культури знижують урожайність в 3-4 рази. Найбільш сприятливою для рослинності вели-

чина щільності будови верхніх горизонтів ґрунтів коливається в межах 0,95-1,15 г/см³. Існуюча практика рільництва показує, що сталі врожаї сільськогосподарських культур та економне використання водних ресурсів і поживних речовин добрив мають місце на ґрунтах з щільністю будови до 1,20-1,25 г/см³. Така щільність забезпечує оптимальні умови живлення, росту рослин, формування оптимальних агрогідрологічних властивостей ґрунтів.

У контексті нашого дослідження важливим

є те, що з підвищенням щільності будови до 1,5-1,6 г/см³ вміст повітря у ґрунті зменшується майже удвічі, діаметр діючих ґрунтових шпар зменшується на 30-40%, а його водопроникність знижується в 3-5 разів [10].

Вважають, що за величиною щільності будови можна не тільки охарактеризувати агрофізичний стан, але й розрахувати значення деяких агрогідрологічних властивостей ґрунтів (табл. 1), що є перспективним в аспекті прогнозування екологічної якості ґрунту.

Таблиця 1

Рівняння регресії та тіснота зв'язку між щільністю будови і агрогідрологічними властивостями ґрунту [10]

№ з/п	Властивості ґрунтів	Рівняння регресії	Коефіцієнт кореляції
1	Загальна шпаруватість, %	$\varepsilon = 96,06 - 34,06 \cdot p_b$	0,96
2	Повна вологоємність, %	$W_{пов} = 119,33 - 59,97 \cdot p_b$	0,99
3	Найменша вологоємність, %	$W_{нев} = 57,27 - 25,86 \cdot p_b$	0,86
4	Вологість в'янення, %	$W_{вн} = 31,45 - 13,93 \cdot p_b$	0,73
5	Максимальна гігроскопічність, %	$W_{мг} = \beta_{вн} / 1,34$	-

де p_b – щільність будови ґрунту, г/см³, 1,34 – гідрометричний коефіцієнт.

Шпаруватість ґрунту (ε) – це сумарний об'єм усіх шпар ґрунту, виражений у відсотках від загального об'єму ґрунту. Шпаруватість ґрунтів залежить від їхнього структурно-агрегатного стану, гранулометричного складу, діяльності ґрунтової фауни і кореневої системи рослин. Специфіка шпарового простору має важливе значення, оскільки вона багато в чому визначає водно-повітряний, тепловий, окисно-відновний та поживний режими ґрунту.

Відомо, що у ґрунті є велика кількість шпар – від грубих макропор розміром більше 5000 мкм, що забезпечують надходження води, її преференційні (провальні) потоки і випаровування, до ультра- і крипопор (< 0,1 мкм), що утримують вологу, недоступну навіть для більшості мікроорганізмів. Лише частина шпарового простору проміжних розмірів утримує вологу, доступну для коренів рослин і іншої біоти ґрунту.

Шпаруватість – один із критеріїв, який найчастіше використовується при оцінці якості ґрунтів [14, 21]. Шпаруватість, як і щільність будови, має суттєвий вплив на всі режими едафотопу. При критично малих величинах шпаруватості (26-30%) у ґрунті майже не залишається шпар і капілярів, які при нормальній шпаруватості зайняті повітрям і різними категоріями води. За умов, які виникають при ущільненні ґрунтів, уся його біота страждає від нестачі кисню і вологи. Як відомо, рослини і мікроорганізми засвоюють переважно водорозчинні сполуки, тому при дефіциті вологи

вони страждають не тільки від нестачі вологи, але й від недостатнього поглинання поживних сполук з ґрунтового розчину [5].

Загальний об'єм шпар, хоча і є найменш інформативною характеристикою якості шпарового простору, але, завдяки простоті розрахунку, залишається найбільш уживаним критерієм фізичного стану ґрунту. За узагальненими даними досліджень, найбільша шпаруватість (80-90%) спостерігається в лісових підстилках, трав'яній повсті, торфі, тобто органогенних горизонтах. У мінеральних гумусованих горизонтах вона зменшується до 55-65%, у верхніх малогумусних 45-55%, в нижніх горизонтах ґрунту може бути нижче 45%, а мінімальна – спостерігається в глейових горизонтах ґрунтів – 30%. Для розвитку корневих систем деревних порід найкращі умови створюються при шпаруватості ґрунтів 55-65%, а при її зменшенні до 35-40% коріння важко проникає у ґрунт [11]. Загалом, оптимальна загальна шпаруватість окультуреного орного шару ґрунту складає 55-65% його об'єму, задовільна – 50-55, незадовільна – менше 50 %.

Згідно існуючих критеріїв оцінки шпарового простору, у ґрунті виділяють три види шпар – між первинними частинками, мікроагрегатами і макроагрегатами. За цього підходу, **капілярний** шпаруватості відповідають, як правило, два перші види шпар (між первинними частинками і мікроагрегатами). Відомо, що механізм утворення мікроструктурних частинок ґрунту полягає в коагуляції ґрунтових суспензій та

злипання найдрібніших частинок, а основною умовою проходження такого процесу є наявність у ґрунті достатньої кількості обмінних іонів і, насамперед Кальцію, під впливом якого гумусові речовини в стані колоїдального розчину коагулюють, стають нерозчинними, твердіють і переходять у стан мікроструктурних частинок [13]. Чисельно *капілярна* шпаруватість дорівнює об'єму шпар, зайнятих водою при вологості ґрунту, рівній його вологості. Звичайно чим більше глинистих часток, тим більше капілярна шпаруватість.

Капілярна шпаруватість відіграє вирішальну роль у формуванні водно-повітряного режиму ґрунту, завдяки якій формуються стійкі вологозапаси та капілярний рух вологи в ґрунті.

Різниця між загальною і капілярною шпаруватостями становить *некапілярна* шпаруватість (шпаруватість аерації), яка залежить від щільності будови, структурно-агрегатного складу і вологості ґрунтів. Некапілярна шпаруватість має особливе екологічне значення, тому що від неї залежить проникнення повітря в ґрунт – аерація. Встановлено, що при шпаруватості аерації 15-25% (щодо об'єму ґрунту) газообмін у ґрунті хороший, 10-15% – задовільний, менше 10% – незадовільний. Фізіологічним мінімальним запасом повітря, або *порогом аерації* є п'ятнадцяти відсоткове заповнення шпар ґрунту [7].

Для нормального розвитку рослин важливо, щоб ґрунт характеризувався загальною шпаруватістю 55-60%, високою капілярною шпаруватістю і шпаруватістю аерації не менше 15-20% його об'єму в мінеральних і 30-40% в торф'яних ґрунтах, тобто співвідношенні некапілярної шпаруватості до капілярної у межах від 1:1 до 1:2,5. У піщаних едафотопах шпаруватість аерації складає більше 25%, у суглинкових – 20-15%, а в глинистих – не більше 10% від загального об'єму ґрунту. Проте в глинистих ґрунтах на величину шпаруватості аерації впливає ступінь їхньої агрегованості. У добре агрегованих ґрунтах з макроагрегатами крупнішими за 5 мм формується велика кількість макропор, що чудово дрениують воду і залишаються заповненими повітрям майже увесь час. Шпаруватість аерації в таких ґрунтах зростає до 20-30%.

Для створення стійкого запасу вологи в ґрунті при хорошому повітрообміні (аерації) необхідно, щоб некапілярна шпаруватість становила 55-65% загальної шпаруватості. Якщо вона менша 50%, то це призводить до погіршення повітрообміну і може викликати розви-

ток анаеробних процесів у ґрунті [12].

Варто зауважити, що розподіл шпаруватості на капілярну і некапілярну не охоплює всього різноманіття форм шпар у ґрунті. Так, Н.А. Качинський поділяє шпаруватість на такі форми, як загальна шпаруватість, шпаруватість агрегатів, міжагрегатна шпаруватість, капілярна шпаруватість, шпари заповнені міцно зв'язаною водою, шпари заповнені рихлозв'язаною (плівковою) водою, шпари зайняті повітрям [9]. Крім того, він ділить шпари на активні і неактивні. В активних шпарах знаходиться капілярна і гравітаційна вода, повітря і ґрунтові організми. Неактивні шпари (найбільш дрібні, від кількох мікрон до часток мікрона) містять міцно- і рихлозв'язану воду.

Формулювання цілей статті. Враховуючи безпосередню участь фізичних властивостей ґрунту у його забезпеченні киснем і вологою, тобто найнеобхіднішими чинниками життєдіяльності ґрунтових мікроорганізмів і кореневої системи рослин, продукти якої впливають на склад газової фази ґрунту, метою роботи було оцінити фізичні властивості мінеральних ґрунтів досліджуваної території, які впливають на стан їх шпарового простору і охарактеризувати, у зв'язку з цим, їхню здатність до реалізації екологічних функцій, пов'язаних в першу чергу з процесами окиснювальної деструкції органічних речовин і емісією CO₂.

Виклад основного матеріалу. Експериментальні дослідження виконані в межах Верхньодністерської рівнини. Розріз перший (P1) – лучний глейовий карбонатний ґрунт на сучасному алювії закладений на відстані 200 м на південний-захід від русла Дністра поблизу с. Чайковичі Самбірського району під пасовищем; розріз другий (P4) – дерновий опідзолений оглеєний ґрунт на давньому алювії розташований на відстані 300 м на північ від с. Велика Білина Самбірського району Львівської області під пасовищем.

Щільність твердої фази визначали пікнометричним методом, щільність будови за допомогою приладу з лабораторії Литвинова (об'єм циліндра 50 см³) в трьохкратній повторності, польову вологість термостатно-ваговим методом при температурі 105°C. Загальну, капілярну і некапілярну шпаруватості визначали розрахунковим методом, гранулометричний склад – за методом Качинського, обмінний Са та Mg – комплексометричним методом. Емісію CO₂ з поверхні ґрунту визначали за допомогою інфрачервоного спектрометра K-30 (США).

Для опрацювання експериментальних даних використали програму Excel 2007 з надбудовою Attestat.

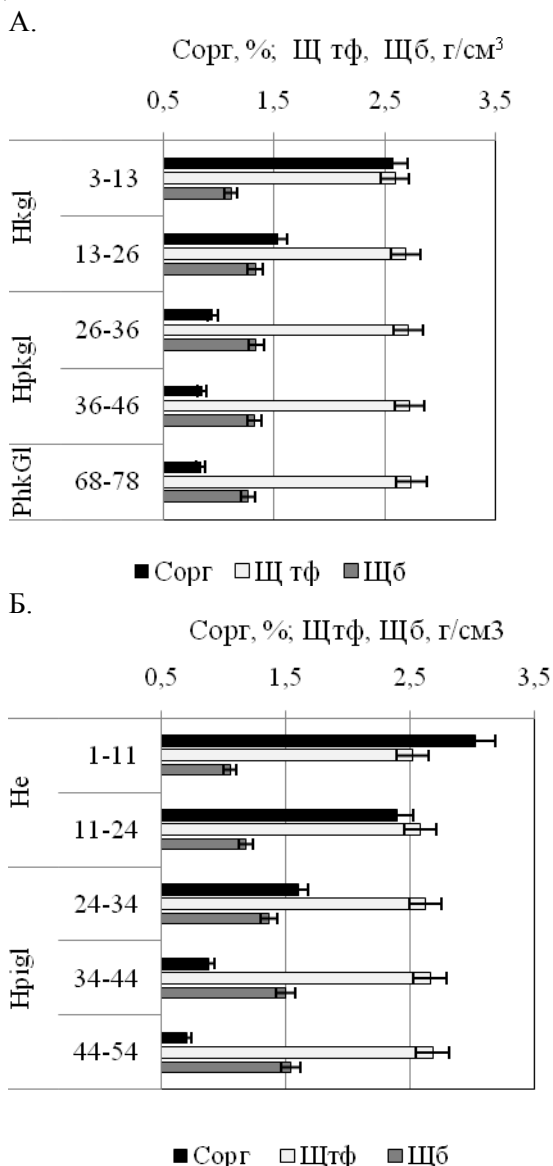


Рис. 1. Зміни вмісту $C_{орг}$, щільностей твердої фази і будови за профілем лучного глейового карбонатного (А) і дернового опідзоленого оглеєного ґрунтів (Б)

Щільність твердої фази ґрунту (ρ_s). Профільні зміни цього параметру у лучному глейовому карбонатному ґрунті під пасовищем (P1) є характерними для мінеральних ґрунтів: лише у верхній частині ґрунтового профілю вона є меншою за рахунок більшого вмісту органічної речовини ($C_{орг}$) і, починаючи з верстви 13-26 см, поступово збільшується з глибиною, досягаючи максимального значення – 2,74 г/см³ у горизонті PhkGl (рис. 1А).

Щільність твердої фази дернового опідзоленого ґрунту (P4) під пасовищем є меншою,

порівняно з лучним, і також збільшується з глибиною (рис. 1Б). Найбільша різниця у щільності характерна для верхньої частини ґрунтового профілю, особливо у верстві 11-24 см. Якщо врахувати, що щільність органічної речовини ґрунту не перевищує величину 1,8 г/см³, то зменшення щільності твердої фази дернового ґрунту, як видно з рис.2, зумовлено збільшенням вмісту органічної речовини у ґрунті верстви 3-13 см на 0,45%, 13-26 см – 0,85% і 26-36 см – 0,65%.

Менші значення щільності твердої фази у горизонті Hprgl також можна пояснити відсутністю тут карбонатів, оскільки щільність карбонатів дорівнює 2,71 для кальциту і 2,80-2,99 г/см³ для доломіту, а також менш вираженим оглеєнням.

Варто зазначити, що досліджувані ґрунти відрізняються за гранулометричним складом (рис. 2): лучний карбонатний ґрунт є важкосуглинковим, з вмістом фізичної глини 49%, а дерновий опідзолений – суглинковим, з вмістом фізичної глини 30%. В обох досліджуваних ґрунтів за профілем переважає грубий піл, зокрема у лучного ґрунту його вміст коливається в межах 44,7-36,1% з тенденцією зменшення донизу. У дернового опідзоленого ґрунту вміст цієї дисперсної фракції є більшим (52,8-39,2 %) і також зменшується з глибиною. Проте, найбільші відмінності у дисперсності твердої фази досліджуваних ґрунтів встановлені за вмістом мулу – хімічно найактивнішої фракції: у лучного ґрунту він коливається в межах 20,1-39,5%, тоді як у дернового – 8,0-22,4%. Зменшення вмісту мулу у дерновому ґрунті відбувається головню за рахунок збільшення фракції дрібного піску, а також дрібного пилу. Звертає увагу, що в обох ґрунтів спостерігається полімодальний характер кількісного розподілу цієї фракції за профілем ґрунту. Так, мінімуми вмісту мулу встановлені у ґрунті підповерхневої верстви – 20,1 у лучного і 8,0% у дернового, а максимуми на глибині 68-78 см – 40,8 і 22,4 % відповідно. Також підвищується вміст мулу у досліджуваних ґрунтах на глибині 24-36 см і зменшується на глибині 34-46 см. Такий коливний характер профільного розподілу вмісту мулу вказує на вплив алювіального процесу ґрунтоутворення у заплаві р. Дністер.

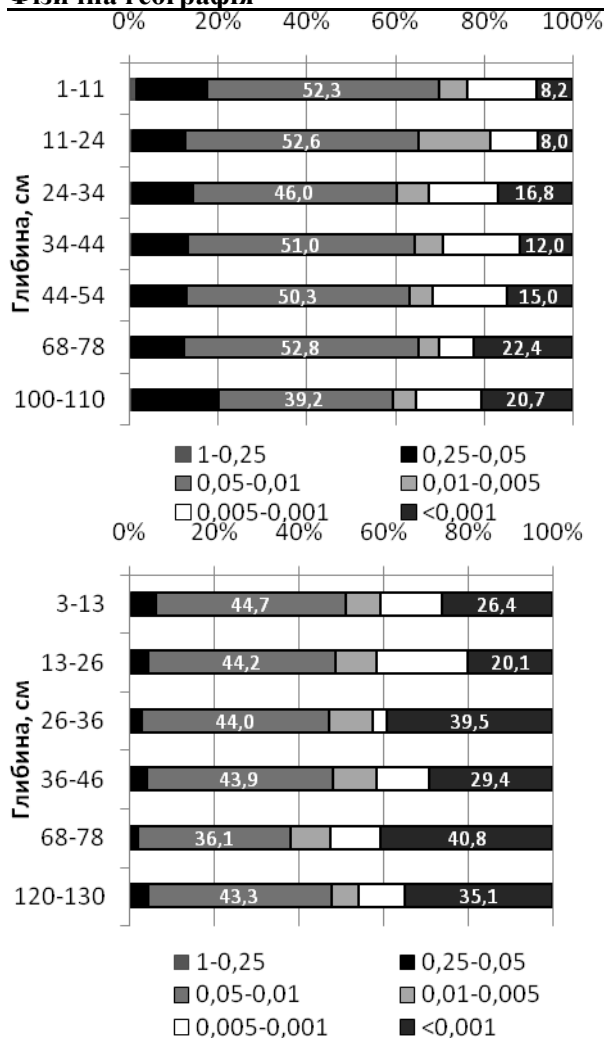


Рис. 2. Гранулометричний склад лучного глейового карбонатного і дернового опідзоленого оглеєного ґрунтів

Щільність будови ґрунту (p_b). Луч-ний глейовий карбонатний ґрунт під пасовищем (P1) у верхньому 10-сантиметровому шарі характеризується сприятливою щільністю будови – 1,11 г/см³. Нижче за профілем, цей показник збільшується і досягає максимального значення 1,34 г/см³ вже на глибині 26-36 см; у породі і перехідному до неї горизонті щільність будови знову зменшується до 1,23-1,27 г/см³, причому у горизонті PkGl це відбувається на фоні зменшення і щільності твердої фази ґрунту.

Дерновий опідзолений оглеєний ґрунт під пасовищем (P4) у верхньому гумусово-елювіальному горизонті також характеризується сприятливою щільністю – 1,05-1,18 г/см³. Вниз за профілем, порівняно з попереднім ґрунтом, щільність будови збільшується і досягає максимального значення в перехідному до породі слабоілювійованому слабогумусованому горизонті – 1,62 г/см³, тоді як у ґрунтоутворюваль-

ній породі цей показник знову зменшується до 1,54 г/см³.

Дослідженнями М. Є. Козишкурта і співавт. [10] показано, що між щільністю будови ґрунту і вмістом гумусу в ньому існує зв'язок, який, принаймні для чорноземів, виражається залежністю:

$$N_z = 13,66 - 8,33 \cdot p_b, \% \text{ м. с. гр.},$$

де N_z – вміст гумусу в кореновому шарі в % маси сухого ґрунту; p_b – щільність будови, г/см³.

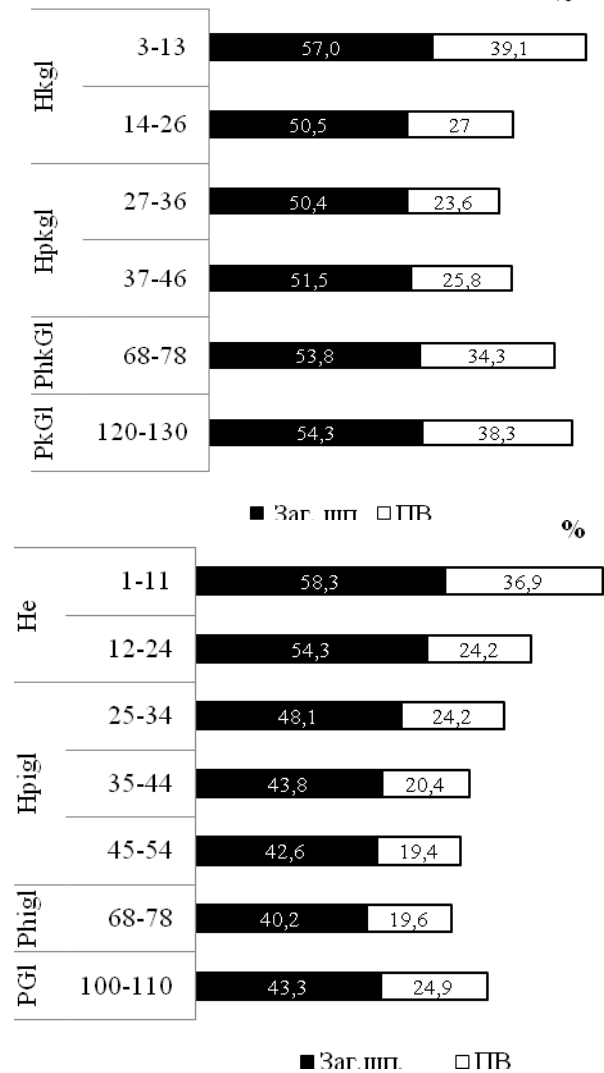


Рис. 3. Зміни загальної шпаруватості і польової вологості за профілем лучного карбонатного (зверху) і дернового опідзоленого ґрунтів (знизу)

Є. В. Шеїн відзначає, що хоча щільність будови ґрунту в більшості випадків наводиться як незалежна фундаментальна його властивість, але строго кажучи, вона не є константою для даного ґрунтового горизонту, а залежить від вологості ґрунту [20]. За нашими даними, для 12-ти досліджених ґрунтів (органогенних і мінеральних) Верхньодністерської рівнини

існує чітко окреслена тісна ($r=0,97$; $P<0,05$) поліномінальна кореляційна залежність між цими показниками $y = 8,14x^2 - 185,3x + 1052$.

Загальна шпаруватість. Шпаровий простір лучного глейового карбонатного ґрунту (P1) коливається в межах 50,4-57,0 % з максимумом у верхній верстві. У дерново-опідзоленого ґрунту (P4) профільні коливання шпаруватості є дещо ширшими (40,2-58,3%) за рахунок збільшення цієї величини у верхній верстві до 58,3% і зменшення до 40,2 % в горизонті Phigl.

Ґрунти із більшою часткою дрібнодисперсних гранулометричних фракцій, а разом з тим і більшим умістом гумусу, є більш агрегованими, з меншою щільністю і більшою шпаруватістю. Тому оцінювання шпаруватості обов'язково треба проводити з урахуванням гранулометричного складу [15].

Капілярна і некапілярна шпаруватості.

Як видно з рис. 4, у лучного глейового карбонатного ґрунту (P1) величини некапілярної (шпаруватості аерації) є значно меншими за значення капілярної шпаруватості. Зростання питомої ваги капілярних шпар у верхніх шарах ґрунту може бути зумовлено як процесами замулення міжагрегатних проміжків ґрунту дисперсними фракціями у зв'язку з важкосуглинковим складом (рис. 2) так і коагулюючою функцією Кальцію, оскільки вміст обмінної його форми (31,2 смоль (+) \cdot кг⁻¹) є більшим, ніж у дерновому ґрунті (22,8 смоль (+) \cdot кг⁻¹).

Якщо оцінювати функціональний стан цього ґрунту за величиною шпаруватості аерації (13,4-13,6%), то його верхня верства 3-26 см характеризується задовільним газообміном, а нижче розташована – 26-46 см – хорошим (17,6-18,8%). Частка некапілярної шпаруватості у загальній шпаруватості у верхній частині ґрунту знаходиться в межах 23,5-26,9 %, що вважають агрономічно цінним [2].

Якщо оцінювати отримані дані за оптимальними параметрами шпарового простору орних ґрунтів, запропонованих В.В. Медведєвим і Т.М. Лактіоною [15], які вважають, що для суглинкових ґрунтів за загальної шпаруватості 65-55%, частка об'єму капілярних шпар у загальній шпаруватості має становити 50-60%, а співвідношення об'ємів внутрішньоагрегатних і міжагрегатних шпар як 1,0:1,0, то параметри загальної шпаруватості досліджуваного ґрунту є дещо меншими (50-57%), частка капілярних шпар (73-76%) більшою і відповідно співвідношення капілярних і некапілярних шпар 2,7-3,2 : 1 також є більшим. Це ймовірно

пов'язано як з гранулометричним складом ґрунту, який є важко суглинковим, а також сильнішою коагулюючою дією Кальцію.

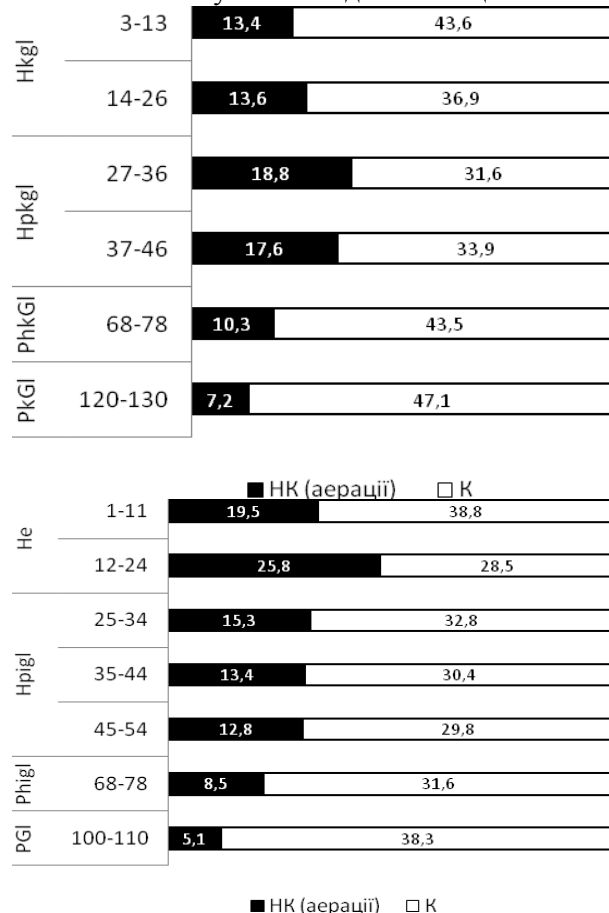


Рис. 4. Зміни некапілярної шпаруватості (аерації) і капілярної шпаруватості за профілем лучного карбонатного (зверху) і дернового опідзоленого ґрунтів (знизу)

Для дернового опідзоленого середньосуглинкового ґрунту (P4), особливо його гумусово-елювіального горизонту, характерні оптимальні параметри шпарового простору за загальною шпаруватістю, часткою капілярних шпар і співвідношенням капілярних і некапілярних шпар. Останнє підтверджується тим, що з поверхні дернового ґрунту спостерігалася в 1,7 рази більша емісія CO₂ ($y = 4,77x + 886,6$; $r = 0,94$), порівняно з лучним ($y = 2,88x + 913,0$; $r = 0,92$), що пов'язано з інтенсивнішими окиснювальними процесами у дерновому ґрунті, які лежать в основі мінералізаційних процесів і гуміфікації рослинних решток.

Для детальнішої оцінки впливу структуроутворювальних чинників, зокрема іонів Ca²⁺, на шпаровий простір ґрунту нами отримані дані, які характеризують особливості профільних змін капілярної шпаруватості за різного вмісту обмінних форм Ca і Mg (рис. 5). Так, за

профілем лучного карбонатного ґрунту, який характеризується підвищеним вмістом обмінних катіонів Кальцію і Магнію, спостерігається тісний зв'язок між їхнім вмістом і капілярною шпаруватістю ($r=0,98$), тоді як у дерново-опідзоленому ґрунті, за меншого вмісту обмінних основ, цей зв'язок є значно слабкішим ($r=0,31$).

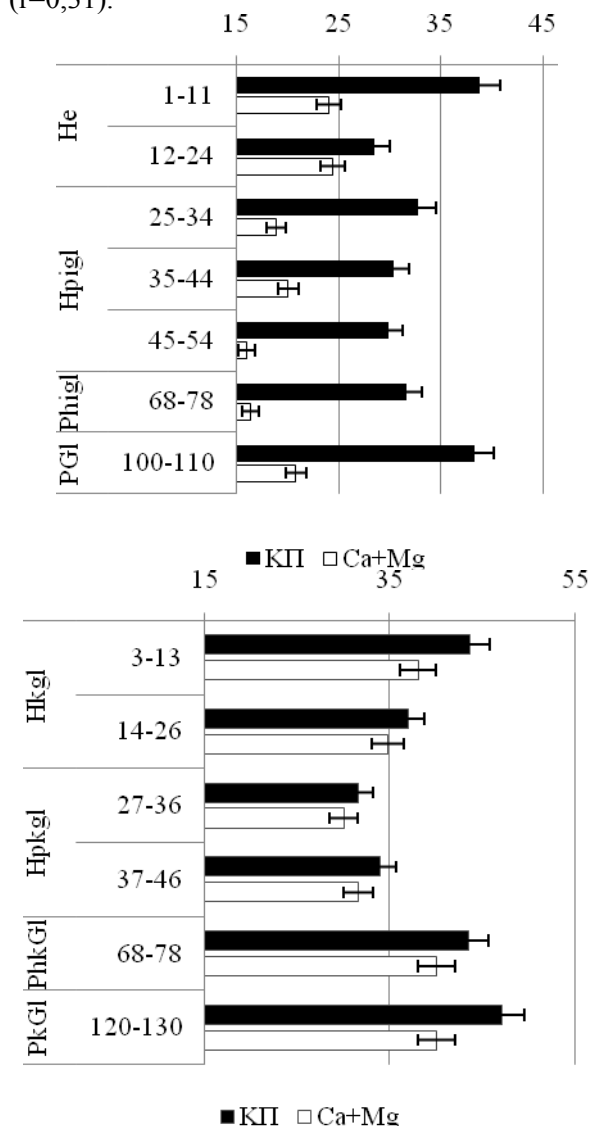


Рис. 5. Профільні зміни капілярної шпаруватості і вмісту обмінних форм Кальцію і Магнію у лучному карбонатному оглеєному і дерновому опідзоленому ґрунтах

У зв'язку з наведеними даними, вважаємо за необхідне детальніше розглянути можливий вплив обмінного Са на зміни капілярної шпаруватості на рівні утворення мікроструктурних частинок ґрунту, яке полягає в коагуляції ґрунтових суспензій та злипанні найдрібніших частинок. Основною умовою проходження такого процесу є наявність у ґрунті достатньої кількості обмінних іонів і, насам-

перед, Кальцію, під впливом якого гумусові речовини в стані колоїдального розчину коагулюють, стають нерозчинними, твердіють і переходять у стан мікроструктурних частинок. Раніше, В.В. Пономарьовою і Т.А. Плотниковою було показано [17], що для чорних гумусових кислот (ЧГК) чорнозему властива яскраво виражена здатність осаджуватися Са, але тільки за певного співвідношенні реагентів. Реакція осадження починається при вмісті в розчині 500 мг-екв Са в перерахунку на 100 г ГК; за меншого вмісту Са його сполуки з ЧГК залишаються в розчині і здатні до міграції. Найповніше (до 95%) ЧГК осаджуються в межах 800-1600 мг-екв Са на 100 г ГК, причому, в осаді залишаються постійними вміст не тільки ГК, але і пов'язаного з ними Са: близько 400 мг-екв на 100 г ГК. Свіжоосаджені гелі гуматів Са розчинялися у воді залежно від кількості Са, яка брала участь у реакції: при малій кількості Са осаді повністю розчинялися; із збільшенням кількостей Са – розчинність осадів зменшувалася. Максимальна розчинність осадів, утворених невеликими кількостями Са (до 500 мг-екв на 100 г ГК), становить 100%, а мінімальна, коли в реакцію входило від 800 до 1600 мг-екв Са на 100 г ГК, складала 14-19% від вихідної кількості. Результати цього експерименту дозволили авторам зробити висновок про яскраво виражену здатність ЧГК випадати в осад з Са, про значну стійкість до розчинної дії води гуматів Са і одночасно про цілком можливі процеси їх часткового розчинення і міграції в ґрунтах, особливо за нестачі Са. Явища повного або часткового розчинення гуматів Са в даному експерименті імітують міграцію неповно усереднених гуматів Са з верхнього горизонту ґрунтів з другим гумусовим горизонтом, а також сірих лісових, особливо світло-сірих, і в принципі вирішують позитивно питання про можливість міграції в ґрунтах ЧГК, що важливо як з позиції формування структури ґрунту так і органопрофілю в цілому.

За нашими розрахунками, коли вміст обмінного Са у верхніх верстах 3-13 см і 14-26 см лучного карбонатного ґрунту становив 31,2 і 30,0 мг-екв на 100 г ґрунту, в якому вміст ГК коливався 38,1 і 35,1 % від $C_{орг}$ (2,58 і 1,54%), відповідно на 100 г ГК припадало у поверхневій верстві 3184 і підповерхневій 5556 мг-екв Са. Для дернового опідзоленого ґрунту забезпеченість ГК обмінним Са становить відповідно для верстви 1-11 см і 12-24 см відповідно 2092 і 2040 мг-екв на 100 г ГК. Якщо співста-

вити отримані нами дані з вищенаведеними, то вміст ЧГК (ГК2) у дерновому опідзоленому ґрунті є більшим, за меншого співвідношення Са і ГК. Ймовірно, вміст обмінних основ не є головним лімітуючим чинником утворення гуматів Кальцію. Зрозуміло, що у даному випадку ми наводимо аналогію з гуміновими кислотами чорноземів, які генетично споріднені з органічною речовиною степової рослинності. В іншому випадку, за переважанням у ґрунті бурих гумінових кислот (БГК), що властиво буроземам, реакція БГК з Са була нечіткою, осади випадали за наявності в розчині величезного надлишку Са (близько 2000 мг-екв на 100 г БГК).

У зв'язку з вищенаведеним, ми погоджуємось з твердженням В.В. Пономарьової й

Т.А. Плотникової [17], що багатство або бідність ґрунтів Кальцієм більше залежить не від багатства Кальцієм породи, а від якості гумінових кислот: ЧГК утримують Са, а БГК – ні, що також суттєво впливає на структурно-функціональну організацію ґрунту та його екологічні функції.

Висновки. Охарактеризовано загальні фізичні властивості, гранулометричний склад, вміст $C_{орг}$ і обмінних форм Са і Mg лучного карбонатного і дернового опідзоленого ґрунтів Верхньодністерської улоговини. Досліджено впливи вмісту і якості органічної речовини, мулу, карбонатності на щільність будови ґрунту та його шпаровий простір. Встановлено тісний зв'язок ($r=0,94$; $P<0,05$) між шпаруватістю аерації та емісією CO_2 з поверхні ґрунту.

Література:

1. Брусак В. П. Геоморфологічні передумови формування екологічної мережі Українських Карпат / В. П. Брусак, Ю. В. Зінько, Я. С. Кравчук, Д. А. Кричевська // Фізична географія та геоморфологія. – 2009. – Вип. 56. – С. 112–123.
2. Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почв / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.
3. Гаськевич В. Г. Трансформація загальних фізичних властивостей лучних ґрунтів долини ріки Полтви під впливом осушення / В. Г. Гаськевич // Вісник Національний університет водного господарства та природокористування. – 2007. – Вип. 3, ч. 1 (39). – С. 236-241.
4. Горбань В. А. Використання характеристик фізичного стану лісових едафотопів при моніторингових дослідженнях як інтегрального екологічного показника стану ґрунтів / В. А. Горбань // Довкілля – XXI: Матеріали 3-ї Міжнародної молодіжної наукової конференції. – 2006. – Т. 4. – С. 9-11.
5. Горбань В. А. Фізичний стан ґрунтів як екологічний фактор / В. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2006. – Т. 7, № 3-4. – С. 102-111.
6. Зінько Ю. Верхньодністровський екологічний коридор: сучасний стан та заходи з охорони / Ю. Зінько, В. Брусак, Д. Кричевська, В. Ткачик // Річкові долини: Природа – ландшафти – людина : Збірник наукових праць. – Чернівці–Сосновець: ПВЗ “ПЛК”, 2007. – С. 69-78.
7. Ивлев А. М. Физика почв / А. М. Ивлев, А. М. Дербенцева. – Владивосток: Изд. Дальневосточного университета, 2005. – 74 с.
8. Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение: задачи и перспективы / Л. О. Карпачевский // Структурно-функциональная организация и устойчивость биологических систем. – Д.: ДГУ, 1990. – С. 62-78.
9. Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М.: Высшая школа, 1970. – 357 с.
10. Козишкурт М. Є. Об'ємна щільність – індикатор агрофізичного стану та аргумент функції агрогідрологічних властивостей ґрунтів / М. Є. Козишкурт, С. М. Козишкурт, Л. М. Голоста // Вісник Національний університет водного господарства та природокористування. – 2007. – Вип. 3, ч.1 (39). – С. 300-308.
11. Коротаев А. А. Влияние плотности почвы на рост корневых систем саженцев древесных пород / А. А. Коротаев // Лесоведение. – 1992. – № 4. – С. 74-78.
12. Крестьянишин И. А. Изучение особенностей строения почвы в лесных культурах Pinus sylvestris на яйле / И. А. Крестьянишин // Ученые записки Таврического национального университета им. В. И. Вернадского. Серия "Биология, химия". – 2011. – Т. 24, № 2. – С. 179-185.
13. Мазур Г. А. Водно-фізичні властивості ґрунтів в умовах емісії цементного виробництва / Г. А. Мазур, О. Г. Ізюмова // Збірник наукових праць ННЦ “Інститут землеробства УААН”. – 2010. – Вип. 4. – С. 11-17.
14. Медведев В. В. Плотность сложения почв (генетический, экологический и агрономический аспекты) / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. Н. Лактионова – Харьков: "13 типография", 2004. – 244 с.
15. Медведев В. В. Критерії якості порового простору орних ґрунтів / В. В. Медведев, Т. М. Лактионова / Агрохімія і ґрунтознавство. Міжвідомчий тематичний науковий збірник. – 2011. – Вип. 75. – С. 6-14.
16. Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів / С. П. Позняк. – Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2010. – Ч. 1. – 270 с.
17. Пономарева В. В. Гумус и почвообразование (методы и результаты изучения) / В. В. Пономарева, Т. А. Плотникова. – Л.: Наука, 1980. – 222 с.
18. Растворова О. Г. Физика почв (Практическое руководство) / О. Г. Растворова. – Л.: Изд-во Ленинград. ун-та, 1983. – 196 с.
19. Травлев Л. П. Спутник геоботаника по почвоведению и гидрологии / Л. П. Травлев, А. П. Травлев. – Д.: ДГУ, 1979. – 87 с.
20. Шейн Е. В. Курс физики почв : Учебник / Е. В. Шейн. – М.: Изд-во МГУ, 2005. – 432 с.
21. Hekansson I. A review of the usefulness of relative bulk density values in studies of soil structure and compaction / I. Hekansson, J. Lipiec // Soil and Tillage Research. – 2000. – Vol. 53. – P. 71-85.

22. Schoenholtz S. H. A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: challenges and opportunities / S. H. Schoenholtz, H. Van Miegroet, J. A. Burger // Forest Ecology and Management. – 2000. – Vol. 138. – P. 335-356.

Резюме:

Партыка Т. В. ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА МИНЕРАЛЬНЫХ ПОЧВ ВЕРХНЕДНЕСТРОВСКОЙ РАВНИНЫ: СПЕЦИФИКА ФОРМИРОВАНИЯ И ИХ ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ РОЛЬ.

В статье охарактеризованы общие физические свойства, гранулометрический состав, содержание $C_{орг}$ и обменных форм Ca и Mg луговой карбонатной и дерновой оподзоленной почвы Верхнеднепровской равнины.

Луговая карбонатная почва в верхнем 10-сантиметровом слое характеризуется благоприятной плотностью сложения – 1,11 г/см³. Ниже по профилю этот показатель увеличивается и достигает максимального значения (1,34 г/см³) на глубине 26-36 см. Показатель плотности верхнего гумусово-элювиального горизонта дерновой оподзоленной почвы (1,05-1,18 г/см³) также свидетельствует об благоприятных условиях для растений.

Поровое пространство луговой карбонатной почвы колеблется в пределах 50,4-57,0% с максимумом в верхнем слое. В дерновой оподзоленной почве профильные колебания порозности несколько шире (40,2-58,3%) за счет увеличения этой величины в верхнем слое до 58,3% и уменьшение до 40,2% в горизонте Ph1g1.

Для дерновой оподзоленной почвы, особенно ее гумусово-элювиального горизонта, характерные оптимальные параметры порового пространства, в то время как для луговой почвы эти параметры несколько хуже. Последнее подтверждается тем, что с поверхности дерновой почвы наблюдалось в 1,7 раза больше эмиссии CO₂ ($y = 4,77x + 886,6$; $r = 0,94$) по сравнению с луговой ($y = 2,88x + 913,0$; $r = 0,92$).

Также исследование показало, что в луговой карбонатной почве значения порозности аэрации значительно ниже, чем значения капиллярной порозности. Увеличение доли капиллярных пор в верхнем слое почвы может быть обусловлено как ее тяжелосулинным гранулометрическим составом, так и коагулирующим действием кальция.

Ключевые слова: почва, органическое вещество, плотность строения, капиллярная порозность, некапиллярная порозность, эмиссия CO₂.

Summary:

Partyka T. V. PHYSICAL PROPERTIES OF MINERAL SOILS IN UPPERDNISTER PLAIN: SPECIFICITY OF FORMATION AND THEIR ENVIRONMENTAL ROLE.

Soil physical properties play important role in the functioning of soil, especially in its air and water regimes. Many previous studies have indicated that soil physical properties reflect the state of a particular biogeocenose and can be used as an integrated ecological indicator of soil state.

E.V. Shein, assessing the ecological significance of one of the soil physical properties – bulk density, considers that it causes the pore space formation, where soil microorganisms and soil biota live and function. Therefore, if you change the pore space, then soil biota will change and it will alter soil ecological functions.

Therefore, the objective of the study was to evaluate the physical properties of mineral soils in the study area that affect the state of pore space, and to describe their ability to implement environmental functions associated primarily with the processes of oxidative degradation of organic matter and CO₂ emissions.

This study was carried out in the Upperdnister plain on carbonate meadow soil (P1) and on sod-podzolic soil (P4).

Based on the findings the studied soils differ in particle size composition: carbonate meadow soil is a heavy loamy, containing 49% silt and clay and sod-podzolic – loamy, containing 30% silt and clay.

Carbonate meadow soils (P1) in the upper 10 cm layer is characterized by a favorable density – 1.11 g/cm³. Lower in the profile the rate increases and reaches a maximum value (1.34 g/cm³) at a 26-36 cm depth. In the parent rock soil bulk density reduces to 1.23-1.27 g/cm³. Sod-podzolic soil (P4) in the upper humus-eluvial horizon is also characterized by a favorable density – 1.05-1.18 g/cm³.

Pore space of carbonate meadow soils (P1) range from 50.4 to 57.0% with a maximum in the upper layer. As for the sod-podzolic soil (P4), its range is slightly wider (40.2-58.3%) with 58.3% in the upper layer and 40.2% in the Ph1g1 horizon.

Also the study showed that in the carbonate meadow soils (P1) aeration porosity values are significantly lower than the values of capillary porosity. Increase in the proportion of capillary pores in the upper soil layers may be due to both silting interaggregate space by dispersed soil fractions due to heavy loamy composition and coagulating function of calcium.

To further assess of the impact of Ca²⁺ ions on soil porosity we obtained data characterizing capillary porosity and content of exchange forms of Ca and Mg. Thus, in the profile of carbonate meadow soil, which is characterized by a high content of exchange cations of calcium and magnesium, there is a close relationship between their content and capillary porosity ($r = 0.98$), while in the sod-podzolic soil with the less exchangeable bases content, this relationship is much weaker ($r = 0.31$).

In conclusion, sod-podzolic soil (P4), especially the humus-eluvial horizon is characterized by optimal parameters of porosity. In addition, confirmed that the surface of the sod-podzolic soil emitted in 1.7 times more CO₂ ($y = 4.77x + 886,6$; $r = 0,94$), compared with meadow soil ($y = 2.88x + 913,0$; $r = 0,92$). That is associated with intense oxidative processes in sod soil.

As a result of this study, the general physical properties, grain size distribution, content of C_{org} and metabolic forms of Ca and Mg in carbonate meadow and sod-podzolic soils of Upperdnister plain were characterized. The influence of the content and quality of organic matter, silt, carbonate content, soil density and its pore space were analyzed. Close relationship ($r = 0,94$; $P < 0,05$) between the aeration porosity and emissions of CO₂ from the soil surface were established.

Keywords: soil, soil organic matter, soil density, capillary porosity, noncapillary porosity, CO₂ emission.

Рецензент: проф. Позняк С.П.

Надійшла 25.04.2013р.