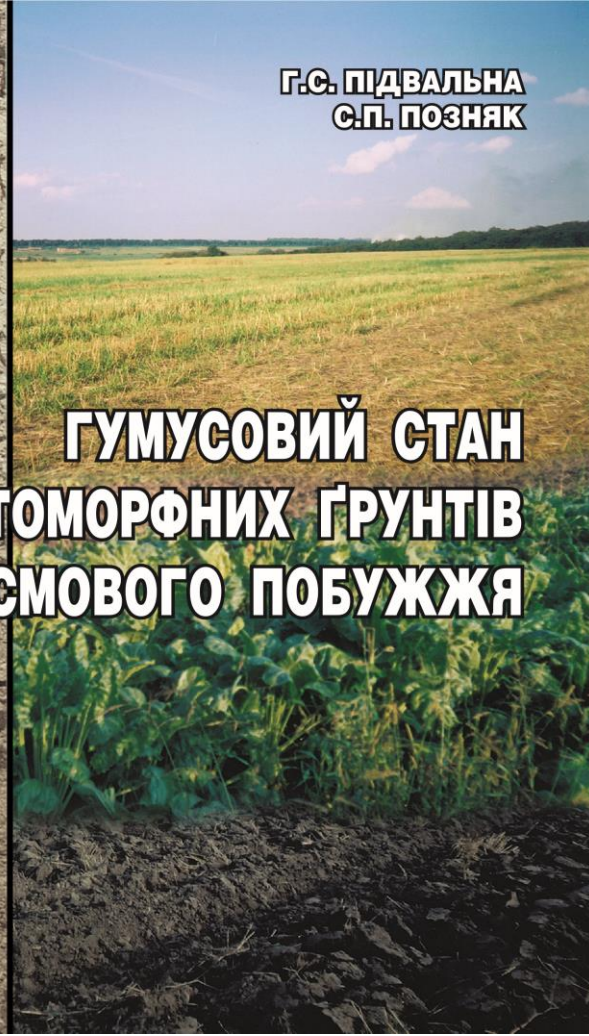


Г.С. ПІДВАЛЬНА
С.П. ПОЗНЯК

ГУМУСОВИЙ СТАН АВТОМОРФНИХ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ



Г.С. ПІДВАЛЬНА
С.П. ПОЗНЯК

ГУМУСОВИЙ СТАН АВТОМОРФНИХ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ

Міністерство освіти і науки України
Львівський національний університет імені Івана Франка

Г.С. Підвальна, С.П. Позняк

**Гумусовий стан автоморфних ґрунтів
Пасмового Побужжя**

Львів
Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка
2004

УДК 631.417.2:631.445.9 (477.83)

П-32

ББК: П9 (4УКР – 4ЛБВ) 032

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. *Кривульченко А.І.* (Кіровоград, Державний педагогічний університет імені Володимира Винниченка);

д-р біол. наук, проф. *Чорнобай Ю.М.* (Львів, Державний природознавчий музей НАН України)

Рекомендовано до друку Вченою Радою Львівського національного університету імені Івана Франка.

Протокол № 7 від 18 лютого 2004 р.

Підвальна Г.С., Позняк С.П.

Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя: Монографія. – Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2004. – 190 с. ISBN 966-613-327-X

Описано гумусовий стан сірих лісових і опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя, зміни, що відбулися під впливом сільськогосподарського використання. Визначено залежність морфологічних, фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів від їхнього гумусового стану. Вперше в автоморфних ґрунтах Пасмового Побужжя вивчено оптичні властивості гумінових кислот. Визначено динаміку вмісту гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя за 40 років. Виявлено географо-генетичні особливості гумусового стану ґрунтів. Складено картосхеми вмісту гумусу в шарі 0-20 см.

Для фахівців у галузі ґрунтознавства, сільського господарства, охорони природи, земельного кадастру, наукових працівників, аспірантів і студентів відповідних спеціальностей.

Рис. 19. Табл. 20. Бібліогр. 227 назв.

ББК: П9 (4УКР – 4ЛБВ) 032

Pidvalna H. Poznjak S.

Humus Condition of Pasmove Pobuzhzhya Avtomorphic Soils. – Lviv: Publishing Centre of Ivan Franko National University of Lviv, 2004. – 190 p.

The humus condition of subtypes of Pasmove Pobuzhzhya grey forest and podzolic soils, its changes under the impact of agricultural use have been presented. The dependence of morphological, physical and physical-chemical properties of the soils and their humus condition has been determined. The optical properties of the humic acids in the avtomorphic soils of Pasmove Pobuzhzhya have been studied for the first time. The dynamics of the humus content in the Pasmove Pobuzhzhya soils for 40 years has been studied. Geographic and genetic peculiarities of the humus condition of Pasmove Pobuzhzhya podzolic soils have been discovered. Maps-schemes of the humus content in the layer of 0-20 sm have been designed.

ISBN 966-613-327-X

© Підвальна Г.С., Позняк С.П., 2004

ВСТУП

Історія ґрунтознавчої науки і віковий досвід практики свідчать про особливу роль органічної речовини в генезисі ґрунтів і у формуванні їхньої родючості. Різноманіття ґрунтів у природі безпосередньо пов'язане з варіюванням складу і властивостей гумусових речовин, їхніх сполук і форм впливу на мінеральну масу і будову ґрунту. Формуючись у процесі утворення і розвитку ґрунту, гумус суттєво впливає на ґрунтоутворення і найважливіші властивості ґрунту.

Проблема гумусу завжди займала центральне місце у ґрунтознавстві. Із вивченням гумусу тісно пов'язане розуміння специфічних особливостей зональних типів ґрунтів, їхніх фізичних, фізико-хімічних особливостей, процесу формування ґрунтової родючості та шляхів її підвищення. Гумус є інтегральним показником родючості ґрунту, джерелом біогенних елементів, активатором біологічної активності, а також важливим критерієм діагностики ґрунтів.

З гумусовими речовинами пов'язані умови розвитку рослин, які відображені у властивостях ґрунтового профілю: потужність гумусового горизонту, придатність ґрунту до сільськогосподарського використання, реакція середовища, фізичний стан ґрунту, біохімічна активність і т. д.

До надзвичайно важливих завдань ґрунтознавства відносять розроблення теорії та методів збагачення ґрунтів гумусом, поліпшення його якісного складу, що можливе лише на основі глибокого розуміння законів гумусоутворення, сутності процесів гуміфікації та формування органо-мінеральних сполук.

Актуальність вивчення органічної речовини, як одного з основних компонентів педосфери і фактора стійкості екосистем, пов'язана із значним антропогенним навантаженням на біосферу і, насамперед, на ґрунтовий покрив. Важливим є застосування порівняльного аналізу у дослідженнях ґрунтів біоценозів і ґрунтів агроценозів, як одного з основних шляхів забезпечення природно-ощадливого землекористування.

Розроблення заходів збереження органічної речовини можливе лише за умов детального вивчення динаміки вмісту і якісного складу гумусу в ґрунтах протягом тривалого періоду. Ареали застосування цих заходів можна встановити лише вивчивши географо-генетичні особливості гумусового стану ґрунтів.

Найскладнішими за будовою і особливостями ґрунтоутворення є сірі лісові та опідзолені ґрунти Пасмового Побужжя – фонові на

пасмах цієї території. Зважаючи на їхню своєрідність, найважливішим є вивчення особливостей складу і ролі гумусу у формуванні їхнього профілю. Неоднорідність характеру внутрішньопротилежного розподілу головних компонентів гумусу робить неоднозначною характеристику гумусових профілів сірих лісових ґрунтів. Специфічність профілю цих ґрунтів є причиною появи різних гіпотез їхнього генезису. Проведені нами дослідження є певним внеском у вирішення цих проблем.

Дослідники ґрунтового покриву Пасмового Побужжя попередніх років вивчали лише вміст гумусу у верхніх горизонтах, що не достатньо для розкриття природи гумусоутворення. Науково обґрунтованим є поглиблене вивчення процесів гумусоутворення, що дасть змогу виявити географо-генетичні особливості гумусового стану ґрунтів території досліджень.

Об'єктом наших досліджень були автоморфні ґрунти (ясно-сірі та сірі лісові, темно-сірі опідзолені, чорноземи опідзолені), сформовані на лесоподібних суглинках Пасмового Побужжя; предметом досліджень – гумусовий стан цих ґрунтів і його динаміка, морфологічні, фізичні, фізико-хімічні властивості ґрунтів, їхня зміна під впливом сільсько-господарського освоєння.

Мета досліджень полягала в оцінці параметрів гумусового стану автоморфних ґрунтів, їхньої агрогенної трансформації і географо-генетичних особливостей гумусового стану.

Автори ставили перед собою такі завдання: охарактеризувати умови ґрунтоутворення, генезис та поширення ґрунтів; вивчити гумусовий стан автоморфних ґрунтів; визначити залежність морфологічних, фізичних, фізико-хімічних властивостей цих ґрунтів від гумусового стану; дослідити вплив окультурення на властивості та, зокрема, на гумусовий стан ґрунтів; виявити кількісні та якісні зміни гумусу в природних умовах і агроценозах; скласти карти вмісту гумусу в ґрунтах; вивчити динаміку вмісту гумусу в ґрунтах регіону досліджень; виявити географо-генетичні особливості гумусового стану автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя.

Одержані результати досліджень можуть бути використані для вдосконалення діагностики та класифікації ґрунтів, їхнього бонітування та вартісної оцінки, складання проєктів землеустрою для нових землекористувачів і землевласників, для визначення ареалів земель, які потребують консервації, для поліпшення агрофізичних і агрохімічних властивостей досліджуваних ґрунтів.

У монографії використано й узагальнено матеріали великомасштабних ґрунтових досліджень, а також матеріали корегуючого знімання, проведеного Львівським інститутом землеустрою УААН та кафедрою ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка.

РОЗДІЛ 1 ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ

За фізико-географічним районуванням Пасмове Побужжя належить до фізико-географічної області Малого Полісся зони мішаних лісів [208].

Пасмове Побужжя – оригінальний природний район лесового лісостепового типу зі значною часткою комплексів поліського типу (боліт і лук), які займають понад 30% загальної площі району. Територія досліджень має вигляд трапецієподібної фігури, площею понад 1100 км², і складається з шести майже плоских паралельних пасом, розділених широкими заторфованими міжпасмовими долинами [158. – С.28].

Пасмове Побужжя належить до опільських ландшафтів: горбкуватих і пасмових пологосхилових місцевостей з сірими лісовими і темно-сірими опідзоленими ґрунтами на лесоподібних суглинках [101. – С.18].

Південна та південно-західна межі району орографічно виражені чітким уступом Подільського плато. Так, на південному заході Пасмове Побужжя межує з Давидівським пасмом, на півдні – з Гологороми. Західна межа проходить по крутому уступу Розточчя. Північну та східну межі цього району проводять за поширенням лесових відкладів Побужжя. На півночі район межує з Ратненською, на сході – з Підподільською денудаційно-аккумулятивними рівнинами Малого Полісся [101. – С.9].

Згідно з ґрунтово-географічним районуванням, Пасмове Побужжя розміщене в листяно-лісовій зоні сірих лісових ґрунтів Центральної тайгово-лісової області бореального поясу [140].

Щодо адміністративних меж, то Пасмове Побужжя знаходиться в південній частині Кам'яно-Бузького та Жовківського районів, південно-західній частині Буського району, західній частині Золочівського та північно-східній частині Пустомитівського районів Львівської області [101].

Специфічний район Пасмового Побужжя вже більше століття привертає увагу багатьох дослідників. Але ще й досі остаточно не встановлено генезису основних форм рельєфу – пасом і широких долин. Важливим є вирішення питання невідповідності значної ширини міжпасмових понижень і невеликих річок, що протікають по них [43]. Існують різні гіпотези щодо ролі тектонічного та кліматичного факторів у рельєфотворенні Пасмового Побужжя, а також хронології денудаційних і аккумулятивних процесів.

Що ж до питання генезису Пасмового Побужжя, історично були розвинені теорії двох груп: тектонічні та денудаційні.

Я. Новак вважав, що утворення Пасмового Побужжя є наслідком підняття у нижньому сарматі Розточчя та Гогогоро-Кременецького хребта. Ріки, що стікали з цих районів на північ, розмили палеоген-неогенові відклади, утворивши низовину [67].

Г. Тейсейр висловив думку про тектонічне походження пасом, пов'язане з передтортонськими дислокаціями крейдових відкладів [227]. Найслабше місце тектонічної теорії, як вважає Г. Зільбер, – це відсутність на території Пасмового Побужжя неоген-палеогенових відкладів, оскільки при утворенні тектонічної впадини ці відклади мали б зберегтися [67].

А. Маліцький пов'язує утворення цього району з ерозійною та акумулятивною діяльністю льодовикових вод. Різка невідповідність сучасних русел потоків широким міжпасмовим долинам засвідчує саме інтенсивний розмив відкладів Побужжя у минулі епохи. Четвертинні суглинки, що залягають на крейдових відкладах, теж свідчать про акумулятивні процеси, які відбувалися перед фазою ерозії [217].

Г. Зільбер розглядає історію формування території Пасмового Побужжя з моменту виникнення особливостей геологічної будови та рельєфу, а також зміну ландшафту під впливом діяльності людини [66].

У будові сучасної поверхні суттєву роль відіграють відклади верхньої крейди. Протягом палеоген-нижньоміоценового часу суша, що утворилася на цих відкладах, була частково розмита, внаслідок чого й утворилися нерівності крейдової поверхні. Відклади тортону свідчать про зміну морської регресії трансгресією. Особливості сучасного рельєфу Пасмового Побужжя почали закладатися після регресії сарматського моря. З того часу тут встановився континентальний режим і почалося формування ландшафту суші.

Упродовж наступного – верхньоміоценово-пліоценового – етапу відбувалося підняття Подільської плити, що стало причиною посилення ерозії, внаслідок чого було розмито палеоген-неогенові відклади на Побужжі (можливо, рікою широтного напрямку). Залишки цих відкладів знаходяться в районі сіл Батятичі та Кам'янопіль.

У плейстоценовий етап, під час дніпровського зледеніння, на Побужжі відбулася тимчасова перебудова гідрографічної сітки (напрямок змінився з північного на східний); підвищився базис ерозії та почалось акумулювання пухкого матеріалу. З діяльністю льодовикових вод пов'язане розширення долин на Пасмовому Побужжі.

У пізньольодовиковий період відновлюється північний напрямок ріки Західний Буг, знижується базис ерозії. На Побужжі, у зв'язку з близьким заляганням до поверхні водотривких крейдових порід, рівнинністю місцевості, достатньою зволоженістю, утворюється значна заболоченість та умови для торфоутворення.

З появою людини починається новий етап у розвитку ландшафтів області. Наявність родючих земель, лісів, водних джерел, сприяли швидкому заселенню території Пасмового Побужжя. Починаючи з неоліту, населення було осілим і займалося мисливством, тваринництвом, землеробством. Вже в ранньослов'янський період вплив людини на природу стає різностороннім. Первинний ландшафт перетворюється у культурний. У XIX ст. вирубуються останні ліси на Пасмовому Побужжі, і в XX ст. починається насадження вторинного лісу [66; 135].

1.1. Геологічна будова та ґрунтоутворюючі породи

У структурному відношенні територія Пасмового Побужжя знаходиться у південно-західній частині Східноєвропейської (Руської) платформи, в межах західної частини Волино-Подільської плити – Галицько-Волинській (Львівсько-Люблінській) западині [196. – С.129 – 131].

У геологічній будові Галицько-Волинської синеклізи беруть участь відклади від докембрію до сучасних. Докембрійський кристалічний фундамент (Український кристалічний щит) похований під потужною товщею верств осадових порід на глибині 4500 – 5000 м і складений давніми дуже зміненими метаморфічними та магматичними породами архею, нижнього протерозою, які представлені гнейсами, магматитами, кварцитами, кристалічними сланцями та вапняками, гранітами й діоритами [71; 159].

Осадовий комплекс порід Пасмового Побужжя – це відклади всіх систем, починаючи від кембрійської. Проте, відслонюються та відіграють певну роль у ґрунтоутворенні лише породи крейдової та четвертинної систем [196. – С.129].

Крейдові відклади поширені по всій території Галицько-Волинської синеклізи, їхня загальна потужність становить 500 – 800 м [26]. В основі пасом території досліджень залягають верхньокрейдові породи. Іноді вони виходять на денну поверхню (південніше с. Кам'янопіль). Нерівності крейдової поверхні, які виникли в континентальний палеогеновий і передтортонський період дещо успадковані сучасним рельєфом Пасмового Побужжя.

Неогенові відклади території були розмиті талими водами льодовика. У долині р. Полтви, біля с. Кам'янопіль, здіймається група ерозійних останців, що мають масивний крейдовий цоколь. На схилах останців трапляються брили тортонських літотамнієвих вапняків і пісковиків. На Батятицьких останцях збереглися кварцитові пісковики [196. – С.130 – 131].

Потужність четвертинної товщі Пасмового Побужжя поступово зменшується з півночі на південь. Найбільші потужності відзначені в межах Смереківського та Куликівського пасом (с. Новий Милятин – 24 – 28 м), найменші – в межах Малехівського пасма (с. Сороки Львівські – 4,6 м). У межах Дмитровицького пасма потужність четвертинних відкладів знову зростає до 20 м. Четвертинні ґрунтоутворюючі породи представлені водно-льодовиковими, алювіальними та болотними відкладами [43].

Найпоширенішими відкладами пасом є покривні суглинки, віднесені І.Л. Соколовським до типу лесоподібних. М.Ф. Веклич лесові породи розглядає як відклади різного генезису [33]. А.Б. Богуцький відстоює думку про еолове походження лесоподібних відкладів Пасмового Побужжя [22 – 24]. І.Н. Герасимчук і Р.О. Сливка розглядають ці відклади як воднольодовикові утворення [43].

Аналіз численних геологічних розрізів свердловин, проведений І.Н. Герасимчуком і Р.О. Сливкою, свідчить про те, що лесоподібні супіски та суглинки Пасмового Побужжя характеризуються великими потужностями (від 3 до 20 м); часто вони залягають на водно-льодовикових пісках, які в нижній частині розрізу деколи містять прошарки галечників (села Новий Милятин, Куликів, Новий Яричів); на окремих ділянках у суглинках простежуються лінзи та прошарки пісків і супісків (села Новий Яричів, Дубляни, Сороки Львівські, Виннички); часто лесоподібні суглинки у нижній частині переходять у супіски, які в свою чергу змінюються глинистими пісками. Водно-льодовикове походження підстеляючих пісків, як вважають дослідники, підтверджує і знаходження у селах Кам'янопіль, Борщовичі, Клепарів включень гравію та гальки кристалічних порід, ймовірно принесених із північних територій [43].

А.Б. Богуцький у розрізі верхнього плейстоцену Пасмового Побужжя виділяє такі шари:

- сучасний чорноземноподібний ґрунт (до 1,2 м);

- відносно однорідні супіски (1,2 – 1,6 м) – палеві, з ходами черв'яків і кротовинами, макропористі, карбонатні, з плямами оглеєння й озалізнєння;

- викопний діяльний шар (красилівський) кінцево-плейстоценового криогенного етапу (1,6 – 2,2 м) – сірі супіски з зеленувато-сірими плямами, оглеєні, карбонатні, дуже багато залізо-марганцевих новоутворень;

- верхній горизонт верхньоплейстоценових лесів (2,2 – 6,2 м) – палеві леси, з глибини 4,5 м – з бурим відтінком, нечітко шаруваті, карбонати у вигляді журавчиків, залізо-марганцеві конкреції, плями гумусу;

- перехідний до дубнівського ґрунту (6,2 – 7,1 м) – складноплікативно деформований шар, щільний, світло-коричневий карбонатний суглинок;

- дубнівський ґрунт (7,1 – 7,6 м) – суглинки жовтувато-сірого кольору з голубуватим відтінком, слабокарбонатні, макропористі, весь шар перетинається вертикальними тріщинами;

- нижній горизонт верхньоплейстоценових лесів (7,6 – 8,2 м) – червонуваті суглинки, карбонатні, макропористі;

- перехідний до горохівського викопного ґрунтового комплексу (8,2 – 8,6 м) – сірі й зеленувато-сірі суглинки, оглеєні;

- горохівський викопний ґрунтовий комплекс (до 9,7 м).

У складі гранулометричних фракцій лесових відкладів Пасмового Побужжя переважає фракція грубого пилу (0,01 – 0,05 мм) – 57%. Величина рН коливається в межах – 6,8 – 8,3. Середній вміст карбонатів Кальцію становить 11,7%, нижній горизонт лесів відзначається меншим вмістом карбонатів Кальцію, ніж верхній горизонт. Загальна шпаруватість верхніх горизонтів лесів сягає 50%, найменша величина шпаруватості властива дубнівському викопному ґрунту – 32%. Щільність будови лесоподібних відкладів території становить 1,8 – 1,9 г/см³, щільність твердої фази – 2,68 г/см³. У лесових горизонтах і викопних ґрунтах трапляються фрагменти гумусу у вигляді плям невеликого діаметра. В складі гумусу переважають фульвокислоти, і лише у верхньому горизонті горохівського комплексу – гумінові кислоти [22 – 24].

Мінералогічний склад лесоподібних суглинків характеризується переважанням кварцу при меншій кількості польових шпатів, серед яких виокремлюється сильно звітрений калійний польовий шпат. У тонкодисперсній частині породи значну роль відіграють гідролюди [65. – С.416].

Ґрунтоутворюючі породи мають суттєвий вплив на гранулометричний, хімічний і мінералогічний склад ґрунту, його фізичні й фізико-хімічні властивості, водно-повітряний, тепловий і поживний режими, які значно визначають родючість ґрунту.

Високий вміст пилюватих фракцій, значна шпаруватість, насиченість карбонатами Кальцію, нейтрально-лужна реакція водного розчину лесоподібних суглинків – все це визначає властивості сформованих на цих породах сірих лісових ґрунтів і чорноземів опідзолених, які є фоновими ґрунтами пасом Побужжя.

В основі сучасних алювіальних відкладів міжпасмових понижень часто залягають водно-льодовикові піски та супіски. Четвертинні відклади підстелені мергелями та мергелистими глинами верхньокрейдового віку. Підземний рельєф мергелистих глин у міжпасмових долинах, унаслідок неодноразової інтенсивної ерозії, дуже нерівний, з частими, але невеликими за розмірами заглибинами. Якщо середня потужність сучасних алювіальних відкладів становить 2,5 м, то в місцях таких знижень – до 10 м. У долинах рік Полтва та Марунька алювіальні відклади на присхилових ділянках майже всюди перекриті сучасними делювіальними суглинками потужністю 1,5 – 2,0 м.

У межах північних пасом долини виповнені більш потужною (до 12 м) товщею сучасних болотних і алювіальних відкладів (торфів, пісків, замулених супісків і суглинків). Великі ділянки потужних (2 – 7 м) торфів часто поховані під алювіально-делювіальними відкладами. Проте у долині ріки Полтви ці відклади малопотужні (2,5 – 3,0 м), а на окремих ділянках заплав їх зовсім немає, і на поверхню виходять верхньокрейдові породи [43]. На алювіально-делювіальних відкладах сформувалися гідроморфні та напівгідроморфні ґрунти.

Дослідження свідчать про наявність активних позитивних неотектонічних рухів протягом голоценового періоду, які призвели до інтенсивного розвитку процесів ерозії та денудації в долинах [43]. Найбільша швидкість позитивних неотектонічних рухів у межах Малого Полісся становить 10 мм у рік, тоді як поблизу північного уступу Подільського плато – 8,8 мм в рік [197].

1.2. Гідрогеологічні особливості

Згідно з гідрогеологічним районуванням України, територія досліджень входить до складу району Галицько-Волинської западини Волино-Подільського артезіанського басейну [175. – С.43; 181].

Зона прісних вод у цьому регіоні знаходиться у верхній тріщинуватій товщі сенон-турону, а також у неогенових та антропогенових відкладах до глибини 100 м.

Серед підземних вод басейну найбільш поширені тріщинні води у верхньопротерозойських, кембрійських, ордовицьких, силурійських, девонських, кам'яновугільних, юрських та верхньокрейдових відкладах і менше – порово-пластові води в сеноманських, сармат-тортонських і антропогенових відкладах.

Водозбагаченими є тріщинуваті мергельно-крейдянні відклади сенон-туронського ярусу верхньокрейдового віку. Їхня тріщинуватість сприяє нагромадженню значних запасів підземних вод. Потужність водоносної товщі змінюється від 10 до 80 м. Води на більшій частині басейну напірні, мають невисоку мінералізацію (до 1 мг/л), гідрокарбонатно-натрієво-кальцієвий склад [158. – С.70].

Підземні води антропогенових відкладів Волино-Подільського басейну є ґрунтовими водами неглибокого залягання. Відповідно до приуроченості підземних вод до різних стратиграфічних комплексів в антропогенових відкладах, виділяють такі водоносні горизонти: в алювіальних, флювіогляціальних, озерно-алювіальних, еолово-делювіальних, болотних відкладах.

Найпоширенішими серед них є води, які залягають у флювіогляціальних і алювіальних відкладах. Флювіогляціальні водовмісні відклади у північно-західній частині території представлені шаруватими суглинками й супісками з прошарками та лінзами дрібнозернистих пісків; їхня потужність становить 1 – 25 м. Алювіальні водовмісні породи у верхній частині розрізу складені переважно дрібно і тонкозернистими, часто глинистими пісками з прошарками суглинків, у нижній частині – крупно і середньозернистими пісками з галькою (давній алювій). Ці води залягають на глибинах 1 – 1,5 м у долинах річок і 3 – 5 м на вододілах і беруть активну участь у процесах ґрунтоутворення [175. – С.139 – 141]. У дощові роки ґрунтові води підходять під поверхню – на глибину 20 – 60 см, спричиняючи оглеєння ґрунтової товщі. Причиною високого стояння ґрунтових вод є водонепроникність крейдових відкладів [10. – С.115].

Делювіальні суглинки з лінзами дрібнозернистих пісків і супісків, що розвинуті на схилах балок, і еолово-делювіальні відклади, представлені лесоподібними суглинками й супісками, є майже безводні [175. – С.141].

Ґрунтові води, які містяться в болотних торфових утвореннях практичного значення не мають. Живляться водоносні горизонти антропогенних відкладів переважно за рахунок безпосередньої інфільтрації атмосферних опадів, дренуються річковою та ярково-балковою сіткою. За хімічним складом це гідрокарбонатні кальцієві або кальцієво-магнієві води, що формуються в умовах інтенсивного водообміну. На території заболочених районів поширені гідрокарбонатно-хлоридні кальцієві води. Загальна мінералізація ґрунтових вод антропогенних відкладів здебільшого змінюється від 0,1 до 0,6 г/л [175; 31].

Ґрунтові води мають найбільше значення з точки зору морфогенезису ґрунтів: формування автоморфних, напівгідроморфних і гідроморфних режимів у ґрунтах, розвиток процесів оглеєння, заболочення.

1.3. Особливості геоморфологічної будови

Багато хто з дослідників відносить Пасмове Побужжя до підобласті Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу та Стиру (Мале Полісся) області Волино-Подільської височини [44; 45; 67; 158; 196; 200]. Проте цю територію виділяли і в окремий самостійний геоморфологічний район [68; 198; 199]. М.П. Чижов пропонував виділити Пасмове Побужжя в області Опілля та Розточчя Волино-Подільської провінції [204. – С.170].

Пасмове Побужжя подібне за геоморфологічною будовою до ландшафтів Волинської височини, але відділене від неї типово поліським Ратненським природним районом; не можна його віднести і до сусідньої Розтоцько-Опільської природної області, оскільки Розточчя та Опілля відносять до підзони лісових широколистяних горбогірних ландшафтів, а не до лісостепових [45. – С.54 – 67].

Згідно з сучасним геоморфологічним районуванням район Пасмового Побужжя належить до підобласті Внутрішньої рівнини Верхнього Бугу і Стиру області Волино-Подільської височини [101. – С.9].

Пасмове Побужжя складається з шести майже плосковерхих пасом, які простягаються від Розточчя та Львівського плато в східно-південно-східному напрямку до долини р. Західний Буг. З півночі на південь виділяють такі пасма: Смереківське, Куликівське (Дорошівське), Грядецьке, Малехівське (Дублянське), Винниківське та Дмитровицьке (Чижиківське).

Висота пасом над рівнем долин становить у середньому 40 – 50 м, а при переході до Розточчя зростає до 80 – 100 м, ширина досягає

кількох кілометрів. Поверхня пасом слабо розчленована, схили добре виражені, деколи стрімко опускаються до долин.

Пасма поділені широкими (1 – 3 км і більше), плоскими, частково заболоченими долинами з невеликими річками, що не відповідають ширині долин [77; 196. – С.130]. Міжпасмові долини майже ідеально плоскі, мають невеликий нахил на схід, їхній рельєф ускладнений антропогенними формами рельєфу (меліоративні канали, торфорозроблення, кар'єри).

Крім пасом і міжпасмових понижень, на території Пасмового Побужжя трапляються ерозійні останці, а також яри, балки, ерозійні промивини. На значних площах розвиваються процеси лінійного та площинного змиву.

Кожне пасмо, незважаючи на спільні орографічні риси, має низку особливостей. Всі пасма, крім Куликівського і Дмитровицького, звужуються на схід. Найскладнішу конфігурацію має Дмитровицьке пасмо, що складається з трьох частин, розділених долинами невеликих річок та струмків.

Смереківське пасмо починається на заході с. Смереків і простягається на схід більше, ніж на 20 км. Відділене від Розточчя долиною, ширина якої досягає 1 км. Крутизна схилів пасма становить 7 – 15°. Його західна частина широка та полого, а відносна висота – 60 – 80 м. Поверхня пасма слабохвиляста, майже плоска. Північний схил полого опускається до річки Рати, південний схил крутий, порізаний ярами й балками. Міжпасмова долина, що розділяє Смереківське та Куликівське пасма, має субширотне простягання, нахилена на схід. Ширина долини – 600 – 800 м.

Куликівське пасмо є найбільшим на Пасмовому Побужжі. Його довжина досягає 40 км, ширина збільшується на схід і коливається в межах 2 – 5 км. Абсолютна висота пасма на заході – 280 – 290 м, на сході – 240 м. Схили пасма мають крутизну від 8 до 10°. Долина між Куликівським і Грядецьким пасмами плоска, має субширотне простягання, її абсолютні висоти на заході становлять 240 м, на сході – 230 м. Ширина долини сягає 800 – 1200 м. Долиною протікає струмок Капелівка, що східніше впадає в ліву притоку ріки Полтви – річку Думна, ширина якої 2 – 4 м.

Окремо виділяється Яричівський вал, що на півночі відділений від Куликівського пасма річкою Думна, а на півдні межує з долиною Яричівського каналу. Довжина валу становить 25 км.

Грядецьке пасмо найменше, але найчіткіше виражене в рельєфі, його довжина – 11 км, ширина – 0,5 – 1 км. Починається пасмо побли-

зу с. Гуманець, відділене долиною від уступу Розточчя, абсолютні висоти якого – 290 – 295 м, відносні – 65 – 70 м. Крутизна схилів у західній частині пасма в середньому досягає 15⁰. Долина, що розділяє Грядецьке та Дублянське пасма, нахилена на схід, частково заболочена, її ширина становить 1 – 1,5 км. По долині протікає струмок Яричівський, який впадає в р. Полтву. Дублянсько-Яричівська долина є найбільшою та найліпше вираженою з п'яти долин Пасмового Побужжя. Її довжина досягає 35 км, ширина – 2 – 3 км. Долина починається на заході близько с. Воля Гамулецька та закінчується на сході з'єднанням з долиною ріки Полтви, за 15 км до її з'єднання із Західним Бугом. Заболочена долина була осушена за допомогою Яричівського каналу, спорудженого більше 100 років тому [8].

Малехівське пасмо простягається на 30 км на схід. Його поверхня слабохвиляста, місцями сильно розчленована. Це пасмо, на відміну від інших, має контакт з Розточчям. Уступ Розточчя плавно переходить у пасмо, але має перевищення над ним 30 – 40 м. Абсолютна висота пасма поблизу м. Дубляни становить 277 м. Долиною, що розділяє Малехівське і Винниківське пасма, протікає найбільша водна артерія району – ріка Полтва. Її заплава має ширину 3 км, абсолютні висоти на заході становлять 230 – 235 м. У районі м. Львова до Полтвинської долини круто опускаються схили Давидівського пасма; відносна висота уступу становить 150 м.

Винниківське пасмо починається біля гори Чортова скеля на околицях м. Львова. Відносні висоти на заході досягають 40 м, абсолютні – 280 м. Пасмо поступово знижується на схід, переходячи в долину р. Західний Буг. Довжина пасма 30 км, ширина – 3 км. У поперечному напрямку пасмо перетинає річка Білка. В західній частині пасма знаходиться ерозійний останець – гора Кам'янопіль. Долина, що розділяє Винниківське та Дмитровицьке пасма має однокілометрову ширину. По ній протікає струмок Марунька, в який впадає багато приток. Абсолютні відмітки на заході долини становлять 240 – 245 м, на сході – 236 м.

Дмитровицьке пасмо починається від Давидівського пасма та простягається на схід на 22 км. Його ширина в середній і східній частинах становить 5 км. Характерною рисою пасма є те, що воно меридіональними долинами струмків поділене на три частини. Дмитровицьке пасмо найнижче з шести пасом і не так чітко виражене в рельєфі як інші. Схили пасма пологі. Відносна висота пасма над долинами не перевищує 30 м, абсолютні висоти на заході становлять

260 – 270 м. З півдня пасмо переходить у широку долину, заповнену алювіальними відкладами. Ширина долини досягає 6 км, її перетинає низка струмків. Долина має складну будову, яка повторює конфігурацію великих потоків.

1.4. Клімат

За кліматичним районуванням Пасмове Побужжя знаходиться в зоні помірних широт атлантико-континентальної області рівнинної підобласті [160. – С.187].

Тип клімату території досліджень – помірно континентальний з м'якою зимою, довгою вологою весною, нежарким дощовим літом і теплою сухою осінню.

Величина сумарної сонячної радіації досягає 90 – 95 ккал/см². Її розподіл по сезонах наступний: зима – 7 ккал/см², весна – 30 – 32 ккал/см², літо – 40 – 42 ккал/см², осінь – 15 – 16 ккал/см² [139]. Втрати сонячної радіації, що виражаються через альбедо, становлять 30%. Радіаційний баланс у цілому за рік додатний і становить 40 ккал/см². Тільки чотири місяці (листопад – лютий) мають від'ємні значення радіаційного балансу.

На території Пасмового Побужжя панівним є повітря помірних широт або полярне. Регіон перебуває під змінною дією континентального полярного та морського повітря, повторення якого, за розрахунками М.С. Андріанова (1951), становить близько 76% всіх днів на рік. Континентальне арктичне та тропічне, морське арктичне та тропічне повітря проникає сюди в незначній кількості. Циклонічна погода та проникнення полярного повітря на територію є однією з основних причин надмірного зволоження регіону. Влітку характерні процеси швидкої трансформації полярного повітря, які супроводжуються зливами. Процес проникнення морського полярного повітря проявляється більш різко, значно підвищуються температури повітря, що зумовлює відлиги взимку.

З атмосферною циркуляцією тісно пов'язаний вітровий режим. Панують вітри західних румбів. Взимку на території діють одночасно азійський і азорський максимуми, ісландський мінімум, внаслідок чого переважають південно-західні та західні вітри. Весною панують північні та північно-західні вітри. Влітку на територію поширюється

дія азорського максимуму. Середня річна швидкість вітру в регіоні незначна і становить 4 м/сек [139; 158. – С.40 – 42].

Абсолютні висоти Пасмового Побужжя є нижчими, порівняно з сусідніми височинами. Тому на цю територію вільно проникає тепле повітря з Атлантики, що спричиняє деяке підвищення температури повітря взимку. Середня багаторічна температура повітря Пасмового Побужжя становить 7,1 – 7,5⁰С. Найхолоднішим місяцем зими є січень, середня місячна температура якого сягає -3,9 – -4,1⁰С. Перші заморозки в повітрі спостерігаються на початку жовтня, останні – в кінці квітня [101]. Температура липня коливається в межах 17,9 – 18,2⁰С (табл. 1.1). Абсолютний річний максимум температури повітря Пасмового Побужжя становить 35 – 36⁰С, мінімум – -34 – -35⁰С [1. – С.14 – 21; 158. – С.46].

Таблиця 1.1

Середні місячні та річні температури повітря і кількість опадів

Метео-станції	Місяці												За рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Температура повітря, ⁰ С													
Дуб-ляни	-4,1	-3,3	1,3	7,2	13,4	16,1	17,9	16,7	12,7	7,9	2,0	-2,4	7,1
Буськ	-3,9	-3,2	1,6	7,7	13,8	16,6	18,2	17,1	13,2	8,2	2,4	-2,1	7,5
Кількість опадів, мм													
Дуб-ляни	24	23	32	49	65	96	98	76	55	48	36	29	631
Буськ	25	23	30	50	69	99	99	79	55	45	38	29	641

Сума активних температур (за період з середньодобовою температурою повітря вище 10⁰С) складає 2380 – 2500⁰С. Тривалість безморозного періоду – 140 – 160 днів [1. – С.14].

Згідно з агрокліматичним районуванням, територія дослідження знаходиться у вологій помірно-теплій зоні, південна частина Пасмового Побужжя – у підзоні достатнього зволоження ґрунту. Гідротермічний коефіцієнт становить 1,4 – 1,6. Вегетаційний період триває 213 – 215 днів [57; 160; 45. – С.60]. Річна сума опадів на території досліджень становить 630 – 660 мм [10.– С.118]. Характерним є континентальний тип випадання опадів з максимумом у літні місяці та мінімумом взимку. Кількість опадів за літній період у три рази перевищує їх кількість за зимовий. Так, за теплий період (з квітня по жовтень) випадає 487 мм опадів, тоді як за холодний період (з листопада по березень) – лише

144 мм (табл. 1.1). Влітку на території бувають зливи, особливо рясні дощі, інтенсивність яких досягає 0,1 – 0,3 мм/хв. Найбільше число дуже сильних дощів припадає на літні місяці, найменше – на зиму.

У зимовий період на території Пасмowego Побужжя встановлюється більш-менш стійкий сніговий покрив, тривалість якого коливається від 1,5 до 3 місяців (у середньому від третьої декади листопада до другої декади березня) [158. – С.48 – 49]. Середня висота снігового покриву звичайно не більша 20 см [1].

Клімат є одним із основних факторів ґрунтоутворення. Важливою умовою родючості ґрунтів є їхня забезпеченість вологою та теплом. Співвідношення між цими факторами відображає коефіцієнт зволоження, який для Пасмowego Побужжя становить ≥ 1 , що створює умови для розвитку періодично-промивного водного режиму.

Гідротермічні умови впливають на інтенсивність процесів ґрунтоутворення, що відбивається на речовинному складі ґрунтів. При достатній кількості опадів та теплотзабезпеченні відбувається трансформація мінеральної маси ґрунту. Кліматичні умови визначають і характер трансформації та нагромадження органічної речовини в ґрунтах. За Д.С. Орловим, гумусовий стан ґрунтів є функцією тривалості періоду біологічної активності (ПБА), що визначається як період протягом року, коли в ґрунтах є сприятливі умови для вегетації рослин і життєдіяльності мікроорганізмів, тобто температура повітря становить понад 10°C при достатньому запасі продуктивної вологи в ґрунті [123. – С.37 – 39]. Для Пасмowego Побужжя ПБА становить 150 – 160 днів [1].

1.5. Рослинність

За геоботанічним районуванням територія досліджень входить до Кам'яно-Бузько-Винниківського району дубово-соснових, дубових та грабово-дубових лісів Малополюського округу Поліської підпровінції Східноєвропейської провінції Європейської широколистяно-лісової області [41; 162. – С.130 – 132; 206].

У доагрокультурний час Пасмове Побужжя майже повністю було вкрите лісами. Проте вже в ХІХ ст. вирубані останні ліси, тому сучасні ліси території є вторинними.

Аналіз структури земельних угідь Пасмowego Побужжя у ХХ ст. показує значну перевагу площі ріллі над іншими угіддями. Так, В. Кубійович, приймаючи загальну площу західної частини Малого Полісся рівною 1399 км², подає такий відсотковий розподіл угідь у цьому регіоні: рілля – 69,5%, сіножаті та пасовища – 5%, сади й городи – 4%,

ліс – 12,5%, інші землі – 9% [88]. Згідно з обчисленнями О. Ващенко, на площу ріллі припадає більше 51%, лісу – 16%, луки – 22% загальної площі району [32]. За нашими обчисленнями площа ріллі на Пасмовому Побужжі станом на 1999 рік складала 53%, пасовищ і сіножатей – 21%, лісу – 16%. Решта території зайнята забудовами, дорогами, водними об'єктами.

Вік лісу території досліджень становить у середньому 50 – 60 років. Склад лісів Пасмового Побужжя дуже відмінний від сусідніх районів. Соснових лісів мало, до того ж це, переважно, молоді культури. Пологі схили пасом зайняті дубово-сосновими (*Querceto-Pineta*) та грабово-дубово-сосновими (*Carpineto-Querceto-Pineta*) лісами: ліщиново-чорницевими, ліщиново-квасеницевими, ліщиново-різнотравними; грабово-сосновими (*Carpineto-Pineta*) різнотравними лісами.

Дещо менше поширені ліси з дуба (*Quercus robur*) та граба (*Carpinus betulus*). Серед дубових лісів (*Querceta*) переважають копитнякові, волосисто-осокові, трясучковидноосокові, зрідка – бореальні квасеницеві асоціації [41].

Поширені й грабово-дубові (*Carpineto-Querceta*) ліси, перший ярус яких утворює дуб звичайний, другий – граб [158].

Серед вторинних грабових лісів поширені квасеницеві, пальчасто-осокові, ожиново-пальчастоосокові, барвінкові [41]. Зустрічаються і грабово-букові ліси (*Carpineto-Fageta*) [158. – С.75].

У міжпасмових долинах невеликими масивами зустрічаються чорновільхові ліси (*Alneta glutinosae*), серед яких переважає група асоціацій чорновільшняків крупнотравних [158].

На нерозораних вершинах пасом зустрічаються зарості терну колючого (*Prunus spinosa*), ліщини звичайної (*Corylus avellana*), дрібних дубів та груш із травостоєм з лучних та рудеральних видів [41].

Найбільші площі лісів на Пасмовому Побужжі знаходяться біля с. Жидатичі (урочище Гамаліївка), в основі деревостою якого є дуб та урочище Дубрава (на схід від с. Винники) [77].

У районі с. Новий Яричів поширені дубово-букові (*Querceto-Fageta*) ліси. На Винниківському пасмі насаджені вторинні соснові та дубово-грабово-соснові ліси. В районі Яричівського каналу невеликими ділянками зустрічаються сосново-вільхові ліси (*Pineta-Alneta*), приурочені до підвищень. На Малехівському пасмі поширені дубово-соснові (*Querceto-Pineta*) ліси з грабом, дубом, липою (*Tilia sp.*) у підростку; у трав'яному покриві переважають щитник чоловічий (*Dryopteris filix-mas*), конвалія (*Convallaria majalis*), зірочник гайовий

(*Stellaria nemorum*). На Куликівському пасмі (біля с. Звертів) поширені березово-грабові (*Betuleto-Carpineta*) ліси з невеликою домішкою дуба.

Серед трав'яних формацій панівне місце на Пасмовому Побужжі належить лукам. Вони приурочені, в основному, до міжпасмових понижень, по яких течуть ріки Думна, Яричівка, Полтва, Марунька та їх притоки.

Переважають заплавно-низинні, суходільні та напівсуходільні луки [9]. На невеликих територіях заплав річок Пасмового Побужжя та на міжрічкових суходільних ділянках розміщуються поруч справжні, болотисті та торф'янисті лучні формації, що викликано змінами мікрорельєфу, зволоження та пов'язаними з цим ґрунтовими відмінами [158].

Найбільші площі лук зайняті різними угрупованнями щучникової формації (*Deschampsia caespitosa*), потім – формації з домінуванням тонконогу лучного (*Poa pratensis*), костриці червоної (*Festuca rubra*), молінії (*Molinia sp.*), медової трави (*Holcus sp.*), хвоща болотного (*Equisetum palustre*), осоки гостровидної (*Carex acutiformis*), ракових шийок (*Polygonum bistorta*) [8].

На луках заплав річок Полтва та Марунька поширені райграс високий (*Arrhenatherum elatius*), що належить до західноєвропейського виду; трапляються луки з домінуванням вівсюнця знебарвленого (*Helictotrichon praestum*), пирію повзучого (*Elytrigia repens*), грястиці збірної (*Dactylis glomerata*), бромусу м'якого (*Bromus mollis*).

На торф'янистих луках поширений західноєвропейський вид – медова трава шерстиста (*Holcus lanatus*), осока розсунута (*Carex distans*), конюшина суницеподібна (*Trifolium fragiferum*) [41]. На низинних луках Дублянсько-Яричівської долини головну роль відіграють щучник дернистий (*Deschampsia caespitosa*), хвощ болотний, осока просоподібна (*Carex panicea*), тонконіг болотний (*Poa palustris*), жовтець їдкий (*Ranunculus acris*), калюжниця болотна (*Caltha palustris*) [8].

Суходільні луки переважно монодомінантні, причому кожна суходільна лучна формація займає значні площі. Ці луки розміщені на міжрічкових територіях, ділянках сучасних річкових заплав, які знаходяться вище надпаводкової межі. За умовами зволоження розрізняють суходільні луки атмосферного зволоження та низинні, розвинені на місцях виходу ґрунтових вод.

Головні ценозоутворювачі суходільних злаково-різнотравних лук – костриця червона (*Festuca rubra*), мітлиця тонка (*Agrostis tenuis*), гребінник звичайний (*Cynosurus cristatus*), пахуча трава звичайна (*Anthoxanthum odoratum*), костриця лучна (*Festuca pratensis*), трясучка середня (*Briza media*), біловус стиснутий (*Nardus stricta*), конюшини

лучна і повзуча (*Trifolium pratense*, *T. repens*) та інші представники мезофільного різнотрав'я.

Низинні крупнозлакові та дрібноосокові луки представлені щучником дернистим, очеретянкою звичайною (*Phalaroides arundinacea*), очеретом звичайним (*Phragmites australis*), осоками гострою (*Carex acuta*), пухирчастою (*C. vesicaria*), просоподібною, шершавою (*C. hirta*), пухівкою вузьколистою (*Eriophorum latifolium*) [158. – С.77 – 80].

Отже, на Пасмовому Побужжі переважають луки надмірно зволожені, значну частку займають луки нормального зволоження вторинних суходолів. Врожайність луків низька: 12 – 18 ц/га [9].

Міжпасмові долини району досить заболочені. Так, заболоченість Пасмового Побужжя становить 3,2%. Переважають евтрофні болота, тільки болото Печенія має як евтрофну, так і мезотрофну частини. В наш час майже всі болота осушені. Найпоширенішим видом рослинності на болотах є різні осокові травостої. В природному стані болота були вкриті осоковими, осоково-гіпновими, схенусово-гіпновими, зрідка – мечтраво-гіпновими та осоково-сфагновими формаціями [41].

Найбільше поширення серед культурної рослинності Пасмового Побужжя мають кормові, зокрема цукровий буряк, і зернові культури, які в структурі посівних площ району займають відповідно 40 – 50% і більше 40%. До 10% посівних площ припадає на вирощування технічних культур і близько 10% – на вирощування картоплі та овочів [101].

Для Пасмового Побужжя характерні широколистяні й мішані ліси, заплавні луки і болота. Саме під лісовою рослинністю сформувалися сірі лісові ґрунти, під вторинними лісами з щільним трав'яним покривом – чорноземи опідзолені. Ці ґрунти становлять основу ґрунтового покриву території досліджень.

Таким чином, в умовах періодично-промивного режиму, значної глибини залягання ґрунтових вод, на вододілах, вкритих лесоподібними суглинками, під лісовою рослинністю сформувались автоморфні сірі лісові ґрунти та чорноземи опідзолені Пасмового Побужжя, які стали об'єктом наших досліджень.

РОЗДІЛ 2

ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ ТА ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ

Ґрунти Пасмового Побужжя описані в працях С.О. Скорини, К.І. Геренчука, Г.О. Андрущенко, Я.С. Оленчука і А.М. Николина, І.М. Гоголева та інших дослідників [10; 48; 114; 158; 179].

За агроґрунтовим районуванням України Пасмове Побужжя входить до складу Львівського східного агроґрунтового району провінції Лісостепу західного [27; 179].

На території досліджень вершини пасом зайняті сірими, місцями ясно-сірими лісовими ґрунтами, а вододіли з нижчими гіпсометричними рівнями – темно-сірими опідзоленими ґрунтами та чорноземами опідзоленими [48].

Існує низка гіпотез щодо формування сірих лісових ґрунтів. В.В. Докучаєв вважав ці ґрунти первинними лісовими, проте він не виключав можливості їхнього утворення шляхом опідзолення чорноземів після появи на них лісу [59].

Серед гіпотез, що доводять можливість трансформації чорноземів у сірі лісові ґрунти, виділяють концепції поступового витіснення степів лісами в голоцені [84; 86; 130], фронтального зміщення лісів на південь у результаті пізньоголоценового зволоження клімату [6], динаміки щільності лісів і біомаси трав залежно від зміни кліматичних умов голоцену [195; 210].

С.П. Коржинський вважав, що ліс, як більш стійка та життєздатна формація, поступово витісняє степ, отже, сірі лісові ґрунти – результат зміни степового чорнозему під покривом лісу [161. – С.63 – 65]. Теорію деградації чорноземів частково чи повністю підтримали В.Р. Різположенський, М.М. Сибірцев, А.І. Набоких, М.А. Богословський, І.К. Фрейберг, К.Д. Глінка, С.С. Неуструєв, Р.С. Ільїн, С.А. Ковригін, М.М. Філатов.

Проти цієї гіпотези виступили В.Р. Вільямс, З.С. Філіппович, М.П. Ремезов, А.С. Фат'янов, В.П. Сотніков, В.Д. Панніков, В.І. Талієв, П.М. Крилов, Г.М. Висоцький та інші. Ці вчені аргументують можливість проградації сірих лісових ґрунтів у чорноземи внаслідок антропогенно-зумовленої зміни лісових угідь сінокосами та пасовищами, або в результаті розрідження лісів при вибіркового вирубубанні та збільшенні ступеня покриття травами під їхнім покривом [13; 202].

На думку І.В. Тюріна, слабоопідзолені ґрунти при поселенні степової рослинності мають всі умови для зміни на вилуговані

чорноземи. Зміна цих ґрунтів проявиться у деякому накопиченні гумусу, в зміні структури верхніх горизонтів, проте будуть збережені характерні особливості попереднього підзолистого процесу [186].

К.Д. Глінка писав, що теоретично можна допустити існування процесів проградації. Лісовий підзолистий ґрунт, потрапивши в степові умови, може нагромадити значну кількість перегною, але "...те, що було вимито в підзолистому процесі з верхніх горизонтів і вмито в більш глибокі, назад повернутись не може" [47].

Згідно з сучасними уявленнями, сірі та ясно-сірі лісові ґрунти сформувалися під широколистяними лісами. Початок їхнього утворення відносять до післяльодовикового періоду, коли лесові плато стали поступово вкриватися лісом, отже, ці ґрунти є первинно лісовими [161. – С.64].

Складнішою є історія формування темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених. На територіях їхнього поширення протягом післяльодовикового часу відбувалася неодноразова зміна лісової та степової рослинності.

Спочатку більша частина лісостепової зони була вкрита лучно-степовою рослинністю, під якою сформувалися чорноземи. Після зволоження і потепління клімату ліси завойовують степові ділянки, починається опідзолення чорноземів. При більш тривалому впливі лісу на чорноземи відбувається глибока зміна хімізму та морфології ґрунтів, формуються темно-сірі опідзолені ґрунти. Такі ґрунти можуть утворюватись і під розрідженими широколистяними лісами паркового типу з добре розвиненим трав'яним покривом. У таких умовах опідзолення і формування гумусового профілю відбувається одночасно [161. – С.64 – 65].

Профіль сірих лісових ґрунтів формується під впливом таких процесів: надходження органічних решток у ґрунт, гумусонакопичення, вилуговування карбонатів і легкорозчинних солей, лесиважу, міграції продуктів розпаду мінералів у формі металоорганічних і закисних сполук, оглинення [13. – С.27].

На території Пасмового Побужжя ясно-сірі лісові ґрунти поширені невеликими ділянками в західній частині північних пасом (Смереківське, Куликівське, Малехівське, Грядецьке), незначну площу займають вони й на сході Пасмового Побужжя, поблизу с. Красне (рис. 2.1). Ясно-сірі лісові ґрунти містять близько 2% гумусу гуматно-фульватного складу у верхньому горизонті, вміст якого різко зменшується вниз по профілю. Ці ґрунти в природному стані характеризуються сильнокислою

реакцією і низьким ступенем насичення основами, окультурені – кислою та слабокислою реакцією ґрунтового розчину [114; 195] (табл. 2.1).

Таблиця 2.1

Фізико-хімічні властивості орного шару ґрунтів Пасмового Побужжя

Назва ґрунтів	Гумус, %	рН сол.	Сума ввібраних основ	Гідролі- тична кис- лотність	Ступінь насичення основами, %
			ммоль на 100 г ґрунту		
Ясно-сірі лісові	1,53	5,0	6,0	3,1	66,4
Сірі лісові	1,88	5,0	9,3	2,7	77,5
Темно-сірі опідзолені	2,51	5,4	12,5	3,3	79,0
Чорноземи опідзолені	3,70	5,8	17,5	3,7	82,6
Чорноземно-лучні	3,69	6,2	14,6	1,1	92,8
Лучні	3,04	6,0	13,6	1,3	91,0
Лучно-болотні	5,7	6,1	31,9	2,3	93,0
Дернові глейові	2,03	5,8	6,5	1,7	79,6
Торфово-болотні	–	6,6	35,0	3,4	–

Сірі лісові ґрунти поширені в межах Смереківського та Куликівського пасом. Для цих ґрунтів характерна більша акумуляція гумусу, менш різке зменшення його вмісту з глибиною, більший вміст в його складі гумінових кислот [10. – С.50]. Вміст гумусу у верхніх горизонтах цих ґрунтів становить близько 2,5%. Зазвичай це кислі ґрунти (рН – 4,5 – 5,0), їх окультурені варіанти – слабокислі чи нейтральні (рН – 5,5 – 6,5) [48. – С.11].

Найпоширенішими ґрунтами пасом і схилів Пасмового Побужжя є темно-сірі опідзолені ґрунти, які залягають на ділянках з меншими абсолютними висотами, ніж ясно-сірі та сірі лісові ґрунти. Найбільші масиви цих ґрунтів знаходяться у східній частині Смереківського, західній частині Куликівського пасом, на Винниківському та Дмитровицькому пасмах (рис. 2.1). Лісова підстилка в темно-сірих опідзолених ґрунтах слабо виражена, складена здебільшого із залишків трав'яної рослинності, тому в складі гумусу переважають гумінові кислоти [161. – С.95]. Вміст гумусу в темно-сірих опідзолених ґрунтах становить 2,5 – 4,0%, поступово знижується з глибиною. Темно-сірі опідзолені ґрунти характеризуються слабокислою і нейтральною реакцією ґрунтового розчину [161. – С.95 – 97] (табл. 2.1).

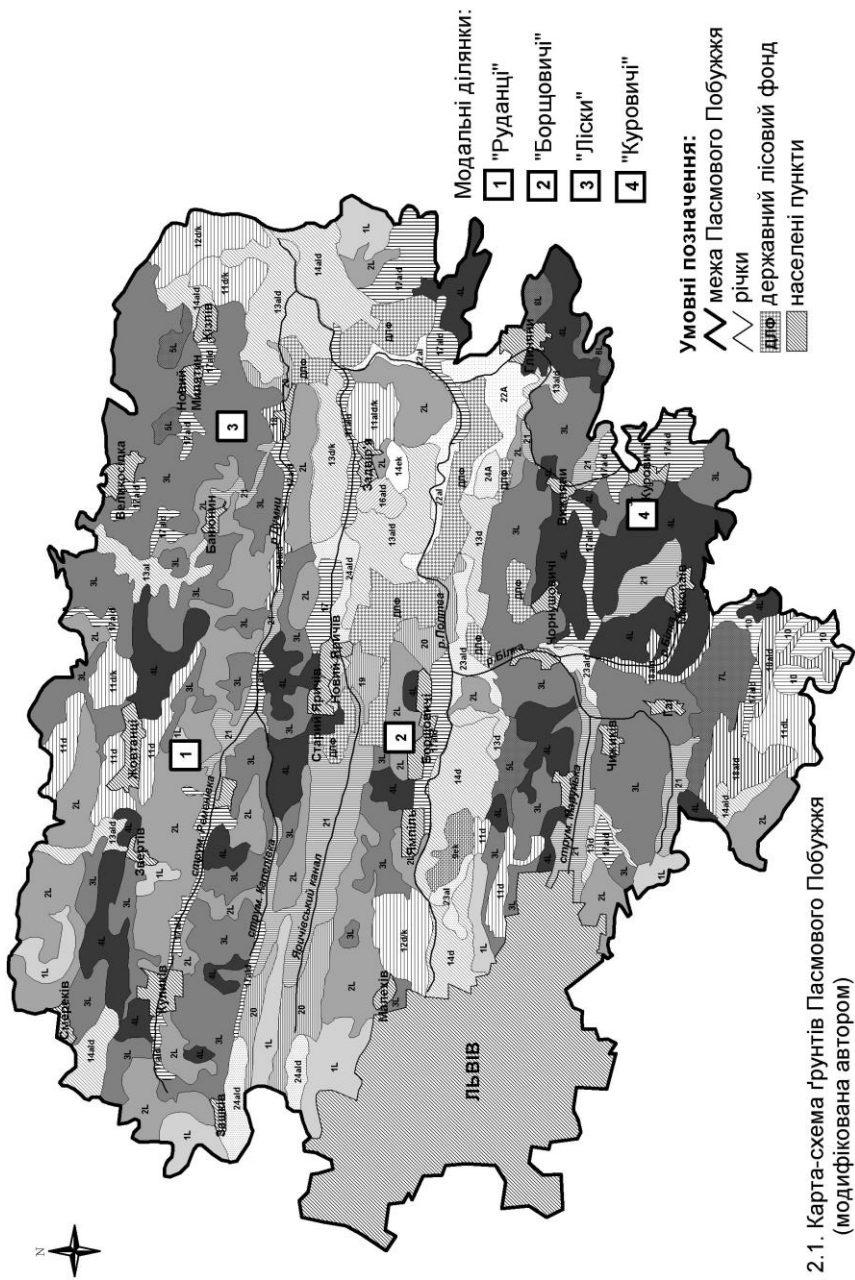


Рис. 2.1. Карта-схема ґрунтів Пасового Побужжя (модифікована автором)

НОМЕНКЛАТУРА ҐРУНТІВ

Опідзолені ґрунти на лесових породах

- 1 ясно-сірі лісові ґрунти
- 2 сірі лісові ґрунти
- 3 темно-сірі опідзолені ґрунти
- 4 чорноземи опідзолені

Чорноземи неглибокі лісостепові переважно на лесових породах

- 5 чорноземи неглибокі малогумусні
- 6 чорноземи неглибокі малогумусні карбонатні
- 7 чорноземи неглибокі малогумусні вилуговані

Чорноземи середньоглибокі переважно на лесових породах

- 8 чорноземи середньоглибокі малогумусні

Дерново-карбонатні ґрунти на елювії щільних карбонатних порід

- 9 дерново-карбонатні ґрунти

Лучно-чорноземні ґрунти переважно на лесоподібних породах

- 10 лучно-чорноземні вилуговані ґрунти

Лучні ґрунти переважно на делювіальних і алювіальних відкладах

- 11 чорноземно-лучні ґрунти
- 12 чорноземно-лучні карбонатні ґрунти
- 13 лучні ґрунти
- 14 лучні карбонатні ґрунти
- 16 лучні глейові ґрунти

Лучно-болотні ґрунти на алювіальних та делювіальних відкладах

- 17 лучно-болотні ґрунти

Болотні та торфово-болотні ґрунти на різних породах

- 18 болотні ґрунти
- 19 торфувато-болотні ґрунти
- 20 торфово-болотні ґрунти

Торфовища

- 21 торфовища низинні

Дернові ґрунти

- 22 дернові розвинені піщані ґрунти
- 23 дернові супіщані й суглинкові ґрунти
- 24 дернові оглеєні супіщані й суглинкові ґрунти

Ґрунтоутворюючі та підстилаючі породи

L - леси і лесоподібні породи	dL - делювій лесоподібних порід
A - алювій давній	ald/k - алювій-делювій, підстелений щільними карбонатними породами
al - алювій сучасний	d/k - делювій, підстелений щільними карбонатними породами
ald - алювій-делювій	ек - елювій щільних карбонатних порід
d - делювій	

На всіх пасмах поширені чорноземи опідзолені. Найбільші їхні масиви приурочені до східної частини Дмитровицького пасма, яке є найнижчим серед пасом Пасмового Побужжя, Смереківського, Куликівського, Винниківського пасом. Висока родючість цих ґрунтів стала причиною того, що майже всі площі під чорноземами опідзоленими на Пасмовому Побужжі розорані. Вміст гумусу в чорноземах опідзолених коливається в широких межах (3,0 – 6,0% і більше) і характеризується фульватно-гуматним та гуматним складом. Реакція ґрунтового розчину – слабокисла [48. – С.13; 161. – С.91 – 92]. Переважаючими на території досліджень є чорноземи опідзолені глеюваті, що знаходяться у нижній частині схилів на ділянках з періодичним перезволоженням (переважно ґрунтовими водами, що залягають неглибоко від поверхні).

Острівне поширення мають чорноземи неглибокі малогумусні (рис. 2.1). Поширені ці ґрунти у підніжжі схилу Винниківського пасма поблизу с. Миклашів, в межах Смереківського пасма (поблизу с. Новий Милятин). На сході Винниківського пасма знаходиться невелика ділянка чорноземів неглибоких малогумусних карбонатних. У підніжжі схилу південної експозиції Дмитровицького пасма поширені чорноземи неглибокі малогумусні вилуговані. У східній частині Винниківського пасма незначну площу займають чорноземи середньоглибокі малогумусні.

У міжпасмових долинах на алювіально-делювіальних відкладах поширені чорноземно-лучні, лучні, лучно-болотні, торфово-болотні ґрунти, торфовища, дернові ґрунти, а на елювії крейдових мергелів – дерново-карбонатні ґрунти (рис. 2.1).

Чорноземно-лучні ґрунти розвинулись на делювіальних відкладах та на делювії, підстеленому карбонатними породами. Найбільші масиви цих ґрунтів знаходяться в межах Смереківського пасма (поблизу с. Жовтанці та м. Буськ), в східній частині Пасмового Побужжя (поблизу с. Задвір'я) та у міжпасмовій долині, що відділяє Пасмове Побужжя від Гологоро-Кременецького горбогір'я. Чорноземно-лучні карбонатні ґрунти поширені в західній частині території (поблизу с. Муроване) а також на сході Смереківського пасма (м. Буськ). Особливостями цих ґрунтів є періодичне зволоження підґрунтовими водами.

На сході Дублянсько-Яричівської долини на алювіально-делювіальних відкладах, а також на делювії крейдових мергелів максимальні площі займають лучні ґрунти. У східній частині Полтвинської долини поширені лучні карбонатні ґрунти на делювіальних відкладах, поблизу с. Задвір'я ці ґрунти залягають на елювії щільних карбонатних порід.

Вузькі смуги в заплаві річок – це лучно-болотні ґрунти. Найбільші площі зайняті цими ґрунтами на сході регіону в межах Яричівського каналу, в долині ріки Полтви, а також у заплавах малих річок в долині між Винниківським і Дмитровицьким пасмами.

Найбільші масиви болотних ґрунтів знаходяться у долині, що межує з Гологоро-Кременецьким горбогір'ям.

Торфово-болотні ґрунти поширені на заході Дублянсько-Яричівської долини. На початку літа ґрунтові води знаходяться на глибині 30 – 40 см, іноді – 10 – 20 см, а ближче до меліоративного каналу – 80 – 100 см і глибше [8]. Ці ґрунти трапляються невеликими масивами в межах Полтвинської долини, а також залягають по периферії низинних торфовищ, часто приурочені до центральної частини заплави малих річок і днищ глибоких балок зі струмками підґрунтових вод [158].

Низинні торфовища найбільше поширені серед гідроморфних ґрунтів регіону. Більшість їхніх площ знаходиться в межах Дублянсько-Яричівської долини. Максимальної потужності (3 – 4 м) торфові відклади досягають у частині долини між м. Дубляни та с. Гамаліївка. На схід від с. Гамаліївка шар торфу менш потужний і закінчується в районі села Новий Яричів [8].

Під трав'янистою рослинністю в умовах підґрунтового зволоження розвинулися дернові ґрунти, які займають невеликі площі у межах міжпасмових понижень. У східній частині Полтвинської долини поширені дернові розвинені піщані ґрунти.

Поблизу с. Кам'янопіль на денну поверхню виходять крейдові відклади, на яких сформувалися дерново-карбонатні ґрунти (рис. 2.1). Висока насиченість основами, переважно Кальцієм, сприяє нагромадженню гумусу та його фіксації у верхньому горизонті цих ґрунтів, що є однією з причин високої родючості дерново-карбонатних ґрунтів.

Було зібрано й опрацьовано матеріали великомасштабних ґрунтових обстежень, матеріали коректування ґрунтових карт території Пасмового Побужжя. Вивчалися: гумусовий стан, морфологічні ознаки опідзолених ґрунтів, їхні фізичні, фізико-хімічні властивості. У межах Смереківського, Куликівського, Малехівського та Дмитровицького пасом закладено розрізи на ясно-сірих і сірих лісових, темно-сірих опідзолених ґрунтах і чорноземах опідзолених.

РОЗДІЛ 3

МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ

З метою вивчення особливостей ґрунтового покриву Пасмового Побужжя, зокрема гумусового стану ґрунтів, ми застосовували порівняльно-географічний, морфолого-генетичний (профільний) і порівняльно-аналітичний методи.

Порівняльно-географічний метод є одним із перших, який використовують упродовж тривалого часу досліджень у ґрунтознавстві. Його засновником вважають В.В. Докучаєва. В основі цього методу знаходиться вчення про домінуючу роль факторів ґрунтоутворення.

Детальна характеристика порівняльно-географічного методу щодо ґрунтознавства та географії ґрунтів описана у праці І.П. Герасимова і М.А. Глазовської [42. – С.18], де автори зазначають, що основним методом наукового дослідження ґрунтів має бути всебічне вивчення ґрунту і всіх факторів ґрунтоутворення.

О.А. Роде, аналізуючи порівняльно-географічний метод, зазначав, що основний його зміст полягає у паралельному вивченні ґрунтів і природних умов, в яких вони сформувалися і, що особливо важливо, в детальному аналізі найбільш виражених змін у будові та властивостях ґрунтів, у зв'язку зі змінами комплексу природних умов або окремих факторів ґрунтоутворення [169. – С. 21 – 22]. Порівняльно-географічний метод особливо важливий при вивченні гумусового стану ґрунтів, оскільки гумусові речовини – це типові природні сполуки, і будь-яка методика їхнього дослідження має порівняльний характер [152. – С.110]. Проте порівняльно-географічний метод не є специфічним методом ґрунтознавства, його використовують у всіх географічних науках [105. – С. 88 – 100].

Головним методом ґрунтознавства, характерним тільки для нього, є морфолого-генетичний (профільний). В.А. Ковда відзначає, що профільний метод дослідження ґрунтів полягає у вивченні ґрунтів не з поверхні та не в межах орного шару, а за сукупністю генетичних горизонтів і на всю глибину ґрунтового профілю. Цей метод змушує дослідника розглядати всі показники зверху до низу в кожному горизонті, включаючи ґрунтоутворюючу породу та ґрунтові води [76].

Поняття про ґрунтовий профіль було введено в науку про ґрунт і практику польових ґрунтових досліджень основоположником генетичного ґрунтознавства В.В. Докучаєвим. Ґрунтові горизонти, які формують профіль ґрунту, генетично пов'язані. На генетичний зв'язок між окремими

горизонтами вказували К.Д. Глінка, С.А. Захаров, О.А. Роде, І.П. Герасимов, М.А. Глазовська та інші. Глибоко проаналізував генетичний профіль Б.Б. Полинов [64].

Важливою є роль профільного методу при вивченні гумусового стану ґрунтів. Дослідження вмісту та складу гумусу в повному профілі дає можливість у інтегрованому вигляді отримати уяву про систему гумусових речовин ґрунтового профілю кожного конкретного типу ґрунту загалом [54].

В останні десятиліття, у зв'язку з інтенсифікацією антропогенного фактора, все більше зростає роль у дослідженні складу, властивостей ґрунтів, процесів, які безперервно відбуваються в них, їхня кількісна та якісна оцінка. Основним для кількісної характеристики складу, процесів і властивостей є порівняльно-аналітичний метод. Його суть полягає у порівнянні речовинного складу і властивостей твердої фази генетичних горизонтів, з одного боку, материнської породи – з другого, а також у порівнянні складу та властивостей горизонтів у межах всього ґрунтового профілю [147; 169].

В основі порівняльно-географічного, морфолого-генетичного та порівняльно-аналітичного методів лежить принцип репрезентативних ділянок.

Вивчаючи властивості ґрунтів, застосовували фізичні, фізико-хімічні та хімічні методи досліджень. При польових роботах використані експедиційні методи дослідження ґрунтів.

3.1. Вибір і характеристика модальних ділянок

У 1999 – 2001 роках, на основі аналізу топографічних карт масштабу 1:25000 і 1:10000, матеріалів досліджень геологічної, геоморфологічної будови, гідрогеологічних особливостей території, матеріалів ґрунтових обстежень попередніх років Львівським інститутом землеустрою УААН і кафедрою ґрунтознавства і географії ґрунтів Львівського національного університету імені Івана Франка, було вибрано модальні ділянки та закладено групу розрізів.

Досліджували ясно-сірі, сірі лісові, темно-сірі опідзолені ґрунти та чорноземи опідзолені. З метою вивчення впливу окультурення на гумусовий стан ґрунтів досліджували сільськогосподарсько освоєні ґрунти та ґрунти під лісом. У межах модальних ділянок розрізи закладали на одновисотних вододільних поверхнях, у подібних елементах мікрорельєфу, на однотипних материнських породах, у межах однієї ґрунтової відміни, у післявегетаційний період.

Нам не вдалося знайти неосвоєних темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених, оскільки територія Пасмового Побужжя є районом давньої культури землеробства і більшість родючих ґрунтів регіону розорані.

Схему розміщення модальних ділянок зображено на рисунку 2.1. Ділянки названі за населеними пунктами, поблизу яких вони знаходяться.

Модальна ділянка №1 ("Руданці") розміщена на Куликівському пасмі в 1,2 км на північний захід від с. Руданці Кам'яно-Бузького району Львівської області. У геоморфологічному відношенні ділянка є в межах хвилястого плато. Ґрунтовий покрив – це ясно-сірі лісові ґрунти. На ділянці закладено два розрізи: під лісом (розріз 3) та на перелозі (розріз 4).

Модальна ділянка №2 ("Борщовичі") закладена на хвилястому вододілі в межах Малехівського пасма на землях Борщовицької сільської Ради. Ґрунтовий покрив – сірі лісові ґрунти. Закладено два розрізи: розріз 1 – під лісом, а в 120 м на південний захід від цього розрізу, на ріллі, в межах території фермерського господарства – розріз 2.

Модальна ділянка №3 ("Ліски") закладена на вододілі, у верхній частині схилу північно-східної експозиції в межах Смереківського пасма на північний захід від с. Ліски Буського району Львівської області. Ґрунтовий покрив – це темно-сірі опідзолені ґрунти. Закладено один розріз на ріллі (розріз 11).

Модальна ділянка №4 ("Куровичі") закладена у верхній частині схилу, крутизна якого – $3 - 4^0$ в межах Дмитровицького пасма на землях Куровицької сільської Ради Золочівського району Львівської області. Ґрунтовий покрив являє собою чорноземи опідзолені. Закладено один розріз на ріллі (розріз 7).

У ґрунтових розрізах вивчали морфологічні особливості ґрунтів. Для лабораторно-аналітичних досліджень зразки ґрунту відбирали у трикратній повторності пошарово, враховуючи генетичні горизонти. Окремо, в картонні коробки, відбирали зразки ґрунту для вивчення структурно-агрегатного складу гумусових горизонтів. Наявність та розподіл карбонатів Кальцію в профілі визначали за допомогою розчину 10% соляної кислоти. Безпосередньо в полі досліджували щільність будови ґрунту циліндром з лабораторії Литвинова (об'єм циліндра 50 см^3) суцільною колонкою (кожні 10 см) у трикратній повторності. Одночасно термостатно-ваговим методом визначали польову вологу. В повітряно-сухих зразках визначали колір ґрунту за шкалою Мансела [220].

3.2. Лабораторно-аналітичні дослідження

У відібраних зразках ґрунтів загальноприйнятими методами в лабораторії вивчали:

1. Гігроскопічну вологу – термостатно-ваговим методом;
2. Щільність твердої фази – пікнометричним методом;
3. Гранулометричний склад – за методом Качинського з підготовкою пірофосфатним методом за Долговим і Лічмановою;
4. Мікроагрегатний склад – за методом Качинського;
5. Структурно-агрегатний склад;
 - 5.1. Сухе просіювання – ситовим методом;
 - 5.2. Водостійкість ґрунтових агрегатів – методом Саввінова;
6. рН сольового і водного розчинів – потенціометрично;
7. Гідролітичну кислотність – за методом Каппена;
8. Обмінні Кальцій і Магній – комплексонометричним методом;
9. Валовий Нітроген – за методом Кьельдаля;
10. CO₂ карбонатів – на кальциметрі за методом Гейслера-Максим'юк;
11. Гумус – за методом Тюріна в модифікації Нікітіна;
12. Груповий і фракційний склад гумусу – за методом Тюріна в модифікації Пономарьової та Плотнікової;
13. Оптичну щільність гумінових кислот – за методом Пономарьової і Плотнікової, при різних довжинах хвиль.

Отримані результати польових і лабораторних досліджень статистично обробляли за загальноприйнятими методиками Б.О. Доспехова та Є.А. Дмитрієва з використанням методу варіаційної статистики [58; 60].

РОЗДІЛ 4 ГУМУСОВИЙ СТАН ҐРУНТІВ

4.1. Методологічні та методичні проблеми вивчення

Гумусовий стан ґрунтів – це сукупність різних форм, хімічного складу органічних речовин, а також процесів їхньої трансформації та міграції у генетичному профілі ґрунтів [50]. Гумусовий стан розглядаємо як важливий і специфічний результат ґрунтоутворюючого процесу.

Було створено систему показників, за допомогою яких оцінювали рівень накопичення гумусу в ґрунті, його профільний розподіл, якісний склад, утворення органо-мінеральних похідних і міграційну здатність гумусових речовин. Показники гумусового стану тісно пов'язані з факторами ґрунтоутворення і використовуються для діагностики та встановлення генезису ґрунтів [117; 122].

Ідея створення показників гумусового стану ґрунтів належить Д.С. Орлову. Потім був запропонований набір ознак і кількісне вираження їхніх рівнів (Л.О. Гришина, Д.С. Орлов, 1978, 1981, 1985, 1986).

Найважливіші показники гумусового стану ґрунтів, які використовуються у генетичних, агрономічних цілях, подані в таблиці 4.1. Майже для всіх показників вказані градації величин, які дають змогу оцінити ступінь вираженості кожного з показників. Число виділених рівнів – від 3-х до 5-ти (можна проводити досить великі групування ґрунтів і переходити від результатів одиничних аналізів до узагальнених характеристик). У модифікованій системі показників гумусового стану (1981) розширені межі величин оптичної щільності – $< 0,03$ (дуже низька) і $> 0,20$ (дуже висока), тоді як у попередній схемі, відповідно $< 0,04$ та $> 0,15$ [117. – С.242 – 243].

У 1986 році Л.О. Гришина запропонувала нову модифікацію системи показників гумусового стану [50. – С.202 – 203], в якій розширені межі величин збагаченості гумусу Нітрогеном – < 8 (дуже висока) і > 20 (дуже низька), замість < 5 і > 14 у схемі 1978 року. За Л. Гришиною ґрунти характеризують як гуматні при відношенні Сгк:Сфк $> 1,5$ і фульватно-гуматні при Сгк:Сфк – $1 - 1,5$, тоді як у схемі Гришиної та Орлова [52] тип гумусу є гуматним при Сгк:Сфк > 2 .

У 1987 році А.П. Щербakov і Г.А. Шевченко розробили нову модифікацію системи показників гумусового стану ґрунтів. Ними запропоновано в межах одного рівня показника виділити 2 – 3 ступені його розвитку. Перший ступінь означає, що показник менш виражений

і має менше значення величин, другий і третій – показник більш виражений і характеризується більшими значеннями величин. Винятком є збагаченість ґрунтів Нітрогеном, де більш високому ступеню розвитку відповідають менші величини. Рівень ”високий вміст гумусу” замінений на ”підвищений” (6 – 8%) та ”високий” (8 – 10%) [207].

Для оцінки гумусового стану ґрунтів досліджуваної території ми використовували систему показників гумусового стану, розроблену Гришиною та Орловим у 1978 та 1981 роках (табл. 4.1).

Таблиця 4.1

Показники гумусового стану ґрунтів
(Гришина Л.О., Орлов Д.С., 1978, 1981)

Показник	Рівень показника	Границі величин
Потужність підстилки (для лісових ґрунтів), см	Дуже потужна	> 10
	Потужна	5 – 10
	Середньопотужна	2 – 5
	Малопотужна	< 2
Вміст гумусу в гумусових горизонтах, %	Дуже високий	> 10
	Високий	6 – 10
	Середній	4 – 6
	Низький	2 – 4
	Дуже низький	< 2
Запас гумусу в шарах 0 – 20 см (0 – 100 см), т/га	Дуже високий	> 200 (> 600)
	Високий	150 – 200 (400 – 600)
	Середній	100 – 150 (200 – 400)
	Низький	50 – 100 (100 – 200)
	Дуже низький	< 50 (< 100)
Профільний розподіл гумусу в метровій товщі	Різко зменшується	–
	Поступово зменшується	
	Рівномірний	
	Наростаючий	
	Бімодальний	
Збагаченість гумусу Нітрогеном, C:N	Дуже висока	< 5
	Висока	5 – 8
	Середня	8 – 11
	Низька	11 – 14
	Дуже низька	> 14
Ступінь гуміфікації органічної речовини, $C_{гк}/C_{фк} \cdot 100\%$	Дуже високий	> 40
	Високий	30 – 40
	Середній	20 – 30
	Низький	10 – 20
	Дуже низький	< 10

Закінчення табл. 4.1		
Тип гумусу, $C_{гк}:C_{фк}$	Гуматний Фульватно-гуматний Гуматно-фульватний Фульватний	≥ 2 1 – 2 0,5 – 1 $\leq 0,5$
Вміст "вільних" гумінових кислот, % від суми ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 80 60 – 80 40 – 60 20 – 40 < 20
Вміст гумінових кислот, зв'язаних з Са, % від суми ГК	Дуже високий Високий Середній Низький Дуже низький	> 80 60 – 80 40 – 60 20 – 40 < 20
Вміст міцнозв'язаних гумінових кислот, % від суми ГК	Високий Середній Низький	> 20 10 – 20 < 10
Вміст гуміну, % від Сзаг.	Високий Середній Низький	> 60 40 – 60 < 40
Оптична щільність гумінових кислот, $E_{1cm,465nm}^{0,001\%ГК}$	Дуже висока Висока Середня Низька Дуже низька	$> 0,20$ 0,10 – 0,20 0,08 – 0,10 0,03 – 0,08 $< 0,03$

Сучасні уявлення про гумус (лат. humus – земля, ґрунт) формувалися протягом тривалого часу. Пріоритет у питанні про походження гумусу належить, очевидно, М.В. Ломоносову. У працях класиків природознавства ХІХ ст. К. Шпренгеля, Я. Берцеліуса та Г. Мульдера було доведено, що гумус ґрунту є складним тілом, і основні його складові частини являють собою гумусові кислоти: гумінову, ульмінову, кренову, апокренову, гумін і ульмін.

Праці В.В. Докучаєва та його учнів поклали початок дослідженню географічних закономірностей гумусоутворення та зміни складу гумусу в різних ґрунтах. У кінці ХІХ – поч. ХХ ст. вчення про гумус починає формуватись як самостійний напрямок у ґрунтознавстві, чому сприяли праці П.А. Костичева, який вперше вказав на вирішальну роль мікроорганізмів у процесах розкладу рослинних рештків, М.М. Сибірцева, А.Н. Сабаніна, А.Г. Дояренко, В.В. Вільямса та інших [79].

Найінтенсивніші дослідження генезису, природи та властивостей гумусових речовин почалися після розроблення академіком І.В. Тюріним положень про фракційно-груповий склад гумусу.

Дальше розроблення вчення про гумус і створення нових напрямів вивчення органічної речовини ґрунтів пов'язане з іменами М.М. Кононової, Л.М. Александрової, В.В. Пономарьової, Т.О. Плотнікової, Л.О. Гришиної, Н.П. Бельчикової, Д.С. Орлова, О.М. Бірюкової та багатьох інших.

Важливий внесок у вирішення проблеми гумусових речовин за кордоном зробили М. Шніцер (Канада), К. Тан, Ю. Мартін, Ф. Стівенсон, А. Едвард (США), В. Фляйг, В. Флішер, Д. Клейнхемпель (Німеччина), М. Хешіре, М. Хаес (Великобританія) та інші [117].

В Україні дослідженню гумусу присвячені праці А.М. Грінченка, Г.Я. Чесняка, М.І. Полупана, М.І. Лактіонова, Т.М. Лактіонової, Б.С. Носко, А.А. Бацули, І.І. Філона, Г.О. Андрущенко, Н.Б. Вернандер, В.Д. Мухи, М.М. Годліна, Г.Г. Махіва та інших.

Незважаючи на більш як двохсотлітню історію дослідження гумусу, сьогодні ще немає єдиного трактування цього терміна, як і немає єдиної номенклатури для характеристики органічної частини ґрунту. Часто термін "гумус" використовують як для характеристики органічної частини ґрунту, так і для інших скупчень органічних речовин, що утворились в результаті часткової трансформації відмерлих рослинних рештків: торфу, компостів, підстилок. Проте, як зазначає Л.М. Александрова, термін "гумус" треба вважати виключно ґрунтовим, він складається лише з тієї частини органічних речовин ґрунту, яка втратила анатомічну будову вихідних рослинних решток, піддалася процесам гуміфікації та формує гумусові горизонти, рівномірно зафарбовуючи мінеральну масу в темний колір [56. – С.33 – 34].

Сучасна номенклатура гумусових речовин була обґрунтована класичними роботами І.В. Тюріна [187], а потім розвинута в працях М.М. Кононової, Л.М. Александрової [4; 5], узагальнена Д.С. Орловим [116; 117; 121; 123]. Відомі номенклатурні схеми розроблені на відношенні гумусових речовин до розчинників, оскільки ще не існує необхідної теоретичної чи експериментальної бази для обґрунтування хімічної будови окремих груп і фракцій.

Органічна речовина ґрунту – це загальне поняття, яке охоплює всі органічні речовини, наявні в межах ґрунтового профілю, у вільному стані чи в формі органо-мінеральних сполук, за винятком тих речовин, які входять до складу живих організмів. За походженням, характером і

функціями органічні речовини ділять на дві групи: органічні рештки та гумус. Першу з них становлять відмерлі частини живих організмів, які ще не втратили своєї анатомічної будови. Органічні речовини, які входять у склад рослинних решток, є джерелом формування гумусу. Індивідуальні органічні сполуки, продукти їхньої взаємодії, а також органічні сполуки, які є у формі органо-мінеральних утворень, формують гумус.

М.М. Кононова в складі органічної речовини (гумусу) виділяє продукти розпаду та життєдіяльності ґрунтових організмів (органічні речовини індивідуальної природи) і власне гумусові речовини, утворення яких здійснюється у процесі перетворення первинних органічних решток [79].

За Л.М. Александровою, гумус складається з трьох груп речовин: речовин вихідних органічних решток, які поступово піддаються трансформації; проміжних продуктів, утворених у процесі розкладу першої групи сполук; гумусових кислот та їхніх похідних – особливого класу органічних сполук, який утворюється у процесі гуміфікації органічних решток [5. – С.35].

М.І. Лактіонов у складі органічної частини ґрунту виділяє чотири компоненти: нерозкладені органічні залишки, продукти розкладу органічних решток, напіврозкладені органічні рештки (детрит) і специфічні власне гумусові речовини [93. – С.15 – 24].

Ф. Дюшофур розробив класифікацію гумусу, основу на морфології гумусових горизонтів і результатах головних процесів утворення органічної речовини – мінералізації та гуміфікації. До важливих елементів класифікації відносять також природу утворених продуктів і форм їхнього зв'язку з мінеральною частиною ґрунту. Серед гумусу, що утворився в умовах аерації, Ф. Дюшофур виділяє такі типи: мор (незначна трансформація опаду, грубий гумус утворюється в біологічно малоактивному середовищі), модер (характерна значна біологічна трансформація, немає утворень глинисто-гумусового комплексу), мюль (сильна біологічна трансформація під впливом дощових черв'яків і бактерій; утворення глинисто-гумусового комплексу). Гумус, утворений в умовах анаеробіозу, ділиться на торф (біохімічна трансформація дуже слабка; волокниста структура) і анмоор (сильна біохімічна трансформація, інтенсивна гуміфікація; формується в умовах періодичного насичення ґрунту водою) [62.– С.152 – 172].

І.В. Тюрін використовує термін "гумусові речовини", поширеніший порівняно з терміном "гумінові". Серед гумусових речовин він розрізняє гумінові кислоти (бурі або ульмінові та чорні), фульвокислоти, "гуміни".

На основі класифікації І.В. Тюріна, Ф. Дюшофур запропонував виділяти такі гумусові кислоти: кренові (розчинна у воді частина гумусових речовин), фульвокислоти (розчинні в лугах, не випадають в осад під дією кислот), гумусо-лігнінові комплекси або гумусо-фульватні речовини (проміжні продукти гуміфікації, осаджуються тільки концентрованою сірчаною кислотою), гумінові кислоти (осаджуються сірчаною кислотою), гіматомеланові (частина гумінових кислот, розчинних у спирті), гуміни (гумусові речовини, нерозчинні в лугах) [62. – С.134].

У складі гумусу Д.С. Орлов розрізняє специфічні гумусові речовини (власне гумінові), специфічні органічні сполуки та проміжні продукти розпаду й гуміфікації. До останньої групи входять продукти часткового гідролізу, окиснення лігніну, білків, вуглеводів, які за сумою властивостей ще не є специфічними гуміновими речовинами, але вже не можуть бути ідентифіковані як характерні для живих організмів індивідуальні органічні сполуки.

Нерідко висловлювалися заперечення щодо включення неспецифічних сполук у поняття "гумус" (Prusinkewicz, 1988). До складу цієї групи органічних сполук входять речовини, що потрапили в ґрунт з розкладених органічних решток, кореневі виділення, а також утворені за рахунок розкладання специфічних гумусових речовин. Розділити неспецифічні речовини, що потрапили в ґрунт з рослинних решток, як мікробні метаболіти, та ті, які потрапили безпосередньо з гумінових речовин, практично неможливо, що дало можливість Д.С. Орлову зарахувати неспецифічні сполуки до складу гумусу [117. – С. 48].

Термін "специфічні гумусові речовини" підкреслює їхню приуроченість до ґрунтів і утворення в результаті процесу гуміфікації. Це азотовмісні високомолекулярні сполуки, які являють собою гумусові кислоти, прогумінові речовини ("молоді" гуміноподібні продукти, утворені при лабораторних дослідженнях) і гуміни. Міжнародне товариство з вивчення гумінових речовин (IHSS) запропонувало використовувати термін "гумінові речовини" як синонім до "специфічні гумінові (гумусові) речовини".

М.І. Лактіонов характеризує гумусові речовини як колоїдні поверхнево-активні речовини, а не як високомолекулярні сполуки. Вчений наголошує, що гумусові речовини характеризуються міцелярною, а не молекулярною структурою [93. – С.11 – 13]. За Д.С. Орловим, гумусові кислоти – це азотовмісні високомолекулярні оксикарбонові кислоти, які екстрагуються з ґрунту розчинами лугів, після чого за розчинністю поділяються на гумінові кислоти, гіматомеланові та фульвокислоти [136. – С.50].

Групу гумінових кислот розділяють на дві підгрупи: чорні (сірі) та бурі гумінові кислоти. Хімічна необхідність такого розподілу не викликає сумніву, оскільки за вмістом Карбону, оптичною щільністю та іншими ознаками, ці підгрупи можна дуже добре розрізняти. Можливо будуть знайдені й інші представники цієї групи [117. – С.50].

Різне місце в номенклатурі гумусових речовин відводилося гіматомелановим кислотам. Цей термін був запропонований Ф. Гоппе-Зейлером для частини гумінових кислот, розчинних у спирті [214]. Багато дослідників гіматомеланові кислоти трактували як спирторозчинну фракцію гумінових кислот [5; 62; 79; 116]. Проте існувала й інша думка, згідно з якою гіматомеланові кислоти є окремою групою гумусових речовин на рівні з гуміновими кислотами та фульвокислотами [23; 46; 117; 121; 127; 226]. Як вважає Д.С. Орлов, на сьогоднішній день отримано достатньо доказів для виділення гіматомеланових кислот в особливу групу гумусових речовин [117; 121; 127].

Недостатньо вивчена й така група гумусових кислот, як фульвокислоти. Термін "фульвокислоти" ввів С. Оден (1919) замість "кренові" та "апокренові" кислоти Я. Берцеліуса. С. Оден відносив до цієї категорії гумусових кислот жовтозафарбовані речовини, які залишаються в розчині після осадження гумінових кислот; відзначалась їхня неоднорідність, а також розчинність у воді, спирті, лугах і мінеральних кислотах [221]. Ширше висвітлюється питання фульвокислот у працях І.В. Тюріна, а згодом і у В.В. Пономарьової. Вони визначають фульвокислоти як високомолекулярні оксикарбонові кислоти, які відрізняються від гумінових кислот світлим забарвленням, нижчим вмістом Карбону, розчинністю у воді та мінеральних кислотах, більшою здатністю до кислотного гідролізу, як специфічну частину гумусових кислот [5; 79]. Л.М. Александрова вважає основною відмінністю фульвокислот від гумінових кислот їхню високу збагаченість фенольними гідроксилами, яка в 1,5 – 3 рази вища, ніж у гумінових кислот. Цим пояснюють і їхню підвищену розчинність, і кислотність. Ароматичні структурні одиниці розміщені у фульвокислотах рівномірніше, ніж у гумінових, де вони майже повністю сконцентровані у ядрі [113].

Існує інше визначення терміна "фульвокислоти". За В. Форсітом (1947) під фульвокислотами розуміють тільки ту частину гумусових кислот, яка являє собою специфічні гумінові речовини, має характерний темно-червоний колір і відокремлюється від інших кислоторозчинних компонентів на активованому вугіллі. Ці фульвокислоти важливі при вивченні будови гумінових речовин, їхній діагностиці та

класифікації, але їхній вміст у ґрунтовому гумусі незначний, і їх не використовують для оцінки гумусового стану ґрунтів [123. – С.10].

У наш час поняття "фульвокислоти" (в розумінні І.В. Тюріна) є дискусійним. Деякі дослідники висловлюють сумнів щодо реального існування фульвокислот у складі ґрунтового гумусу [79; 118; 120; 222]. М.М. Кононова розглядає фульвокислоти як найменш "зрілі" представники групи гумінових кислот, або продукти їхньої деструкції [79]. Німецькі дослідники Ф. Шеффер та Б. Ульріх вважають фульвокислоти частиною єдиного комплексу гумусових речовин, до складу яких входять як гумінові кислоти спрощеної будови, так і велика кількість проміжних продуктів розкладу органічних решток [222]. Д.С. Орлов вважає, що фульвокислоти можуть бути сумішшю різних неспецифічних органічних речовин і, певною мірою відгідролізованими периферичними ланцюгами гумінових кислот і гуміну. Він зазначає, що до самостійної групи відносно стійких гумінових речовин можна було б віднести "істинні фульвокислоти" (в розумінні В. Форсіта), але і вони можуть бути продуктами часткового гідролізу гумінових кислот [118].

Дуже невизначеним залишається і таке поширене поняття як "гумін". Ця група гумусових речовин повністю не виділяється з ґрунту і ще не знайдено точних інформативних відомостей про роль гуміну в ґрунтах [118]. Термін "гумін" використовувався ще в ХІХ ст. Я. Берцеліусом і Г. Мульдером для характеристики гумусових речовин, нерозчинних у лугах. У наш час він характеризує органічні речовини, неекстраговані з ґрунту при визначенні фракційно-групового складу гумусу. В 70-ті роки було запропоновано відмовитись від терміна "гумін" і замінити його терміном "негідролізований" чи "нерозчинний залишок". Проте пізніше повернулись до попереднього терміна, оскільки в нерозчинному залишку є гумінові речовини, про що свідчить його темний колір; термін "нерозчинний залишок" неспецифічний, його використовують у багатьох випадках, не тільки в хімії ґрунтів [5; 123. – С.10 – 11].

На думку І.В. Тюріна, в гумінах наявний дуже міцний зв'язок гумінових кислот з фульвокислотами. У працях Д.В. Хана (1945) та М.Г. Зиріна (1948) вказується на зв'язок фракцій гуміну з мінеральною частиною ґрунту [70; 193]. На основі цього М.М. Коновою [79] зроблено висновок про те, що особливість поведінки гумінів у ґрунті визначається не стільки їхньою особливою природою, скільки характером зв'язку.

За Л.М. Александровою, поряд з гуміновими та фульвокислотами, які міцно зв'язані з мінеральною частиною ґрунту, а тому не екстрагуються при звичайному обробітку лугом чи кислотою, гумін містить напівгуміфіковані продукти розкладу рослинних решток, нерозчинні в розведених кислотах і лугах. До них належать целюлоза, лігнін, воски, смоли, частина гетероциклічних з'єднань Нітрогену [5. – С.41 – 42]. Д.С. Орлов вважає, що лігнін включає низку речовин: гумусові кислоти, міцнозв'язані з мінеральною частиною ґрунту, декарбокиснові гумусові речовини, що втратили здатність розчинятися в лугах, неспецифічні та нерозчинні органічні сполуки, а також рештки, які не втратили анатомічної будови [117. – С.49].

Вміст гуміну трактують як важливий показник особливостей ґрунту, його властивостей і генезису, тому принципове значення має надійність і точність його визначення. Якщо в класичних роботах І.В. Тюріна було рекомендовано пряме визначення вмісту Карбону в залишку ґрунту, то в модифікації В.В. Пономарьової та Т.О. Плотнікової [152] вміст гуміну рекомендують визначати як різницю між загальним Карбоном і сумою гумінових і фульвокислот. Багато дослідників заперечують ці рекомендації, вважаючи, що знайдену таким способом величину неможливо використовувати ні як діагностичну ознаку, ні як одну з характеристик гумусового стану ґрунтів, оскільки при такому визначенні гуміну всі систематичні та випадкові помилки аналізу будуть сконцентровані у цій групі гумусових речовин.

Нез'ясованим залишається механізм процесу гуміфікації. У тлумачному словнику із ґрунтознавства визначено термін "гуміфікація" у двох значеннях: в широкому – це сукупність процесів трансформації свіжої органічної речовини в гумус під впливом ґрунтових організмів; у вузькому – це фаза, що є наступною за розкладенням органічних решток, сукупність мікробіологічних і фізико-хімічних процесів синтезу і побудови нових молекул [98. – С.92]. Гуміфікація є сучасним процесом і функціонально залежить, як показано Д.С. Орловим [121. – С.255] від кількості органічних решток, залучених у трансформацію, інтенсивності їхньої трансформації та тривалості процесу (кінетична теорія гуміфікації).

У літературі обговорюють два варіанти гіпотез механізму процесу гуміфікації: конденсаційні (полімеризаційні) гіпотези (М. Кононова, А. Трусов, В. Фляйг) та гіпотези окиснювального кислотоутворення (Л. Александрова).

За М.М. Кононовою, процес гуміфікації відбувається постадійно. Спочатку розпадаються органічні рештки до мономерів, потім продукти розпаду конденсуються і полімеризуються, внаслідок чого утворюються гумінові кислоти [81]. Гіпотеза гуміфікації Л.М. Александрової складається з трьох основних етапів: новоутворення гумусових кислот, їхня гуміфікація і консервація та поступове повільне руйнування гумусових кислот [3; 5].

Отже, на сучасному етапі у вченні про гумус залишається низка питань, які потребують уточнення і додаткового дослідження.

Д.С. Орлов із співавторами виділяє такі нерозв'язані завдання у вивченні гумусу: не виявлено кількісних зв'язків між умовами гуміфікації та деякими параметрами гумусового стану; для більшості ґрунтів на співвідношення фракцій впливають величина рН та наявність йонів Кальцію, проте кількісного трактування цього немає; немає повного обґрунтування методу Тюріна; необхідний перехід до стандартизованих методів аналізу [123. – С.194].

Як зазначає М.І. Дергачова, гумус є дуже динамічною системою, тому необхідно звертати увагу на періоди відбору ґрунтових зразків і вказувати їх. Тільки в цьому випадку отримані різними авторами результати досліджень гумусового стану ґрунтів можуть бути порівнювані [54. – С.132].

Дотримуючись перелічених вище умов, можна розпочинати реальне створення банку даних з гумусового стану ґрунтів будь-яких регіонів.

4.2. Особливості агрогенної трансформації гумусового стану ґрунтів

Перетворення лісових ділянок у сільськогосподарські угіддя супроводжується змінами фізичних властивостей ґрунтів, кількості й складу рослинних решток, які надходять в ґрунт, зміною мікрокліматичних умов цих ділянок [16].

Дослідникам не вдалося встановити прямого зв'язку між вмістом гумусу та кількістю органічних решток, які надходять у ґрунт. Рослинні рештки розкладаються тим швидше, чим більше містять вуглеводів, білків і менше стійких компонентів (пектин, лігнін, целюлоза). Головним джерелом гумусоутворення в лісі є лісовий опад, який утворює лісову підстилку з листя, гілок, кори, шишок. За літературними даними, кількість опадів в мішаних лісах становить у середньому 3 – 6 т/га сухої речовини [5. – С.6; 36; 83; 173]. Ще одне джерело гумусоутво-

рення в лісі – трав'яниста рослинність, основна маса коріння якої зосереджена в шарі 0 – 10 см. Вниз по профілю вміст коріння різко знижується.

Найменшу біомасу для гумусоутворення постачають культурні рослини, наземна частина яких майже повністю виноситься з полів із урожаєм. Основна кількість рослинної речовини, яка надходить у ґрунт до збирання врожаю, зумовлена відмиранням коріння, запас якого зазвичай знижується до моменту збору врожаю. Літнє надходження рослинних решток у ґрунт становить 15 – 45% річного. Кореневі виділення можуть підвищити це значення до 25 – 60% [83. – С.13]. За літературними джерелами, надходження рослинних решток у ґрунт зернових агроценозів лісостепової та степової зон становить у середньому 5,5 – 6,7 т/га в рік [5; 83. – С.14; 173].

Зміни, які відбуваються в ґрунтах різних генетичних типів під впливом сільськогосподарського використання, мають низку загальних закономірностей при чітко виражених зональних відмінах. За даними В.Д. Мухи, до загальних закономірностей відносять: різке посилення мікробіологічної та ферментативної активності; збільшення інтенсивності процесів мінералізації та трансформації органічної речовини в ґрунті, зростання ступеня її розкладання; формування ціннішого в агрономічному розумінні гумусу з вужчим, порівняно з цілинними аналогами, відношенням С:N і більшим вмістом гумусових кислот і колоїдного активного гумусу; підвищення насичення колоїдного комплексу ґрунтів основами та усереднення реакції ґрунтового розчину; посилення трансформації мінеральної мулистої частини ґрунту [141. – С.59].

Найважливішим фізико-хімічним показником, який зазнає найбільших змін при переході цілинних ґрунтів в орні, є гумус [7].

І.В. Тюрін вказував, що склад гумусу відображає як сучасні стан і властивості ґрунтів, так і їхній генезис, а нагромадження гумусу знаходиться у тісному зв'язку з відносним і абсолютним вмістом гумінових кислот. Вивчення змін складу гумусу при освоєнні ґрунтів важливе ще й тому, що агрономічне значення окремих складових органічної речовини ґрунту є неоднаковим [16].

Зміна вмісту та складу гумусу сірих лісових ґрунтів та чорноземів опідзолених при їхньому розорюванні висвітлена в багатьох працях [7; 16; 18; 35; 36; 49; 73; 136; 141; 150; 174; 178; 180].

Результати досліджень якості гумусу і процесу гумусонакопичення в цілинних і орних ґрунтах є суперечливими. Так, за даними М.М. Конової (1963), Ф.Ш. Гарифулліна (1979), А.М. Грінченка, Г.Я. Чесняка (1969), А.С. Коновалової (1981) та інших, залучення

ґрунтів у сільськогосподарське виробництво призводить до значного зменшення вмісту гумусу [40; 78; 79; 112; 141; 163]. А.А. Коротков (1970), Ф.І. Левін (1972) та багато інших авторів мають думку, що вміст гумусу в орних шарах може зростати [141].

Зниження вмісту гумусу у верхніх горизонтах орних ґрунтів пов'язане із залученням в орний шар менш гумусованого матеріалу підорних горизонтів, із меншим надходженням органічних решток в орний ґрунт, а також із поліпшенням умов мікробіологічної діяльності, що веде до інтенсивної мінералізації органічних речовин [209]. Інтенсивність процесів мінералізації та втрати гумусу визначають за ступенем розкладання вихідної органічної речовини цілини, кліматичними умовами та характером агрокультури.

Окультурення сприяє помітному збільшенню гумусованості орного й підорного шарів, водночас ступінь розкладання органічної речовини залишається на високому рівні, характерному для орних ґрунтів. Нагромадження гумусу при високому ступені розкладання органічної речовини – це риса культурного ґрунтоутворення, яка свідчить про інтенсифікацію в ґрунті процесів мінералізації та трансформації органічної речовини, збільшення швидкості й ємності кругообігу речовин і енергії в агроценозі під впливом окультурення [141]. Б.А. Нікітін, вивчаючи зміни вмісту гумусу в орних ґрунтах, відзначив, що у високоокультурених ясно-сірих лісових ґрунтах відбувається збільшення вмісту гумусу, в сірих лісових вміст гумусу залишається незмінним, порівняно з цілинними ґрунтами, а в темно-сірих опідзолених та чорноземах опідзолених вміст гумусу при окультуренні зменшується [111].

Дослідженнями Ю.Г. Чендєва [202] встановлено, що вміст органічної речовини в ґрунті суттєво залежить від часу розорювання. Протягом першої сотні років розорювання встановлена загальна дегуміфікація верхньої та середньої частини профілю ґрунтів, яка найбільш інтенсивно проявляється в орних шарах темно-сірих опідзолених ґрунтів. Позитивний баланс гумусу формується через сто років після початку розорювання цих ґрунтів. Він охоплює повністю ґрунтовий профіль. Разом з тим, максимум органічної речовини накопичується в орних горизонтах.

Л. Манн встановив, що найсуттєвіші зміни у вмісті органічної речовини відбуваються протягом перших двадцяти років обробітку ґрунту. Причому ґрунти з початково низьким вмістом гумусу втрачали незначну його кількість, або, навіть, збільшували гумусність, а ґрунти з

високим вмістом гумусу (більше 5% загального Карбону) втрачали близько 20% від початкового вмісту Карбону [218; 219].

При освоєнні ґрунтів під рілля значно змінюються процеси гуміфікації та закріплення гумусу, а отже, і гумусовий стан ґрунтів. За умов постійності чинників гумусоутворення та залежно від сільськогосподарського використання, з часом відбувається стабілізація запасів гумусу в ґрунтах на новому рівні (більш низькому чи, навіть, високому). У помірному поясі цей перехідний процес триває 20 – 50 років [39].

Деякі дослідники вказують на збільшення гуматності освоєних сірих лісових ґрунтів [7; 112; 141; 149; 150; 189; 194; 209]. Б.С. Носко, А.А. Бацула, Г.Я. Чесняк [112] пояснюють розширення відношення Сгк:Сфк тим, що при освоєнні цілинних ґрунтів і тривалому їхньому використанні без систематичного застосування добрив, відбувається зменшення вмісту всіх груп гумусових речовин, причому темпи зменшення вмісту фульвокислот є більшими, ніж гумінових кислот. Можлива й трансформація лабільних сполук органічних речовин у гумінові кислоти.

Ю.Г. Чендев пояснює збільшення відношення Сгк:Сфк в освоєних темно-сірих опідзолених ґрунтах гуміфікацією детриту, який входить у нерозчинний залишок гумусу. Розширення цього відношення в підорному шарі сірих лісових ґрунтів пояснюється швидкою мінералізацією фульвокислот (ФК), яка особливо активно відбувається в орному шарі [16], або збільшенням рухомості гумінових кислот (ГК) при розорюванні та закріпленні їх на певній глибині [202].

Немає єдиної думки щодо змін вмісту різних фракцій гумусових речовин при розорюванні ґрунтів. Так, згідно з дослідженнями Б.С. Носко, А.А. Бацули, Г.Я. Чесняка [112], паралельно із збільшенням ступеня окультурення ґрунтів, збільшується ступінь гуміфікації органічної речовини, вміст "вільних" ГК, гуміну, фульвокислот, а також рухомої органічної речовини чи лабільних гумусових речовин. У той же час зменшується відносний вміст гумусових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Інші дослідники вказують на зменшення вмісту рухомих гумінових кислот і збільшення кількості ГК, зв'язаних з Кальцієм [7; 189].

Рухомі гумінові кислоти (фракція ГК-1) утворюються на перших стадіях гуміфікації рослинних решток і їхній вміст у складі гумусу є одним із показників інтенсивності процесу гумусоутворення. Порівняно з лісовими ґрунтами, в освоєних ґрунтах інтенсивність гумусоутворення знижується у поверхневому шарі й збільшується в середній частині профілю, що означає, відповідно, зниження вмісту фракції ГК-1 у верхніх горизонтах орних сірих лісових ґрунтів [16].

За В.М. Аліфановим [7], склад фульвокислот в орних ґрунтах теж змінюється: загальний вміст ФК зменшується, а в їхньому складі збільшується вміст фракцій, зв'язаних з мінеральною частиною ґрунту.

За даними Б.М. Ахтирцева та А.С. Щетиніної, при сільськогосподарському використанні сірих лісових ґрунтів виявлені такі закономірності: розширення відношення С_{гк}:С_{фк}, нагромадження фракції ГК-2, зменшення вмісту найбільш рухомих гумусових речовин в орних шарах, збільшення ступеня конденсації ароматичних сіток атомів Карбону гумінових кислот [16]. Дослідження І.П. Макарова, В.Д. Мухи та інших теж свідчать про збільшення оптичної щільності ГК, а також звуження відношення Е₄:Е₆ в орних сірих лісових ґрунтах [112; 141]. Як зазначає Є.А. Хлестакова, при розорюванні темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених, відбуваються суттєві зміни в будові гумусових сполук. Відзначається збагачення молекул гумусових речовин 1-ї і 3-ї фракцій ароматичними компонентами [194].

Багатьма дослідниками акцентується увага на явищі нагромадження гуматів Кальцію в середній частині профілю сірих лісових ґрунтів [16; 19; 79; 143; 152]. Так, В.В. Пономарьова і Т.О. Плотнікова найхарактернішою рисою сірих лісових ґрунтів вважають міграцію з верхньої частини профілю в середню й нижню чорних гумінових кислот, неповно зв'язаних Кальцієм, та їхнє осадження при надлишку Кальцію в ілювіальних горизонтах [15; 143]. В.В. Пономарьова та І.І. Лебедева розглядають горизонт, збагачений Кальцієм, як ілювіально-гумусовий, а наявність його вважають властивістю сіролісового типу ґрунтоутворення. Така ж закономірність відзначена і в чорноземах опідзолених [97; 151].

Розорення ґрунтів впливає на вміст в них валового Нітрогену. Ф.Я. Багаутдінов і Ф.Х. Хазієв [18] виявили зниження частки Карбону в складі органічної речовини та розширення відношення С:N в орних ґрунтах. Згідно з дослідженнями І.П. Макарова, В.Д. Мухи та інших [141], гумус орних ґрунтів характеризується більш високим, порівняно з цілиними ґрунтами, вмістом Нітрогену й Фосфору.

Відповідно до сучасних уявлень, культурна еволюція може призвести як до поліпшення, так і до погіршення агрономічних властивостей ґрунтів, до підвищення й зниження ґрунтової родючості. Культурні процеси ґрунтоутворення спричинили тренди одних типів ґрунтів в інші, що встановлено низкою досліджень [16; 141; 202]. Наприклад, Ю.Г. Чендєвим встановлено тренд агротехногенної еволюції темно-сірих опідзолених ґрунтів у чорноземи опідзолені через

стадію глеєвого стану ґрунтових профілів. Період еволюції тривав 200 років [202. – С.10]. Аналогічні процеси встановлені дослідженнями Б.П. Ахтирцева й А.С. Щетиніної [16. – С.77]. Але, як зазначають автори, після 300-річної трансформації темно-сірих опідзолених ґрунтів у чорноземи опідзолені, в останніх збереглися кремнеземна присипка й ілювіальний горизонт – реліктові ознаки їхнього лісового минулого.

Дослідження А.С. Коновалової (1981), І.Г. Шубіної (1973), М.А. Винокурова та А.М. Корнілової (1963) ясно-сірих лісових ґрунтів показали, що ці ґрунти під впливом окультурення за фізико-хімічними Властивостями, за фракційно-груповим складом гумусу наблизилися до сірих лісових ґрунтів. У ясно-сірих лісових ґрунтах під впливом окультурення посилюється фіксація гумусу, відбувається реградація [40; 78; 209].

Отже, культурна еволюція ґрунтів, як єдиний природно-антропогенний процес, з одного боку, сприяє зближенню різних типів ґрунтів, усуненню генетичних відмінностей між ними, а з іншого – зберігає їхні зональні відмінності.

РОЗДІЛ 5

ГЕОГРАФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГУМУСОВОГО СТАНУ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ

5.1. Вміст та розподіл гумусових речовин у ґрунтовому профілі

Гумусові речовини є основним, найактивнішим агентом формування ґрунтових профілів [152. – С.3]. Поняття “гумусовий профіль” відображає розподіл гумусу у всій ґрунтовій товщі [97]. За М.І. Дергачовою, гумусовий профіль – це комбінація, послідовність однорідних зон з певним поєднанням і порівняно однаковим ступенем інтенсивності елементарних гумусоутворюючих процесів. Гумусовий профіль сірих лісових ґрунтів М.І. Дергачова відносить до окремого типу профілів, які характеризуються дуже складним і мінливим поєднанням зон у межах профілю. Цей тип профілів потребує найбільшої деталізації та додаткових експериментальних досліджень [54. – С.43 – 45].

При вмісті гумусу нижче 0,4 – 0,5% важко точно розділити гумусові речовини на фракції. Тому ми вивчали фракційно-груповий склад гумусу у профілі ґрунтів до глибини, на якій вміст гумусу є вищим вказаної величини; досліджувану частину ґрунтового профілю називаємо гумусовим профілем.

Джерелом надходження органічної речовини для формування гумусу в лісових ґрунтах є підстилка. Досліджувані ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма знаходяться під вторинним грабовим лісом. Потужність підстилки становить 2 см, що за показниками гумусового стану характеризує її як малопотужну. У підстилці чітко виділяється верхній шар – свіжий опад, який зберігає свою анатомічну будову. Внаслідок незначної потужності лісової підстилки, важко розділити нижній її шар на напіврозкладений і сильно розкладений опад. Гумусовий профіль ясно-сірих лісових ґрунтів відзначається складною будовою. У гумусовому елювійованому горизонті ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом вміст гумусу становить 1,94%, а вже на глибині 11 – 21 см знижується до 0,98%. Незначне збільшення вмісту гумусу відзначене в горизонті E_{1h} – 1,10%. На глибині 55 – 65 см вміст гумусу сягає величини 0,45% (табл. 5.1, рис. 5.1).

Розорювання ясно-сірих лісових ґрунтів призвело до зниження вмісту гумусу по всьому профілю за винятком нижньої частини орного шару, де вміст гумусу є вищим, ніж на тій же глибині у цілинних

грунтах. Так, в орному шарі вміст гумусу коливається в межах 1,43 – 1,54%. Крива профільного розподілу гумусу в ясно-сірих лісових грунтах на глибині 20 – 31 см наближається до осі ординат, що свідчить про зниження вмісту гумусу. В ілювіальному горизонті зберігається тенденція до поступового зниження вмісту гумусу з глибиною. За показниками гумусового стану, запропонованими Гришиною й Орловим [52], вміст гумусу в гумусових горизонтах досліджуваних ясно-сірих лісових ґрунтів характеризується як дуже низький (менше 2%).

Таблиця 5.1

Вміст гумусу та валового Нітрогену в грунтах Пасового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Гумус, %	Сзаг, %	Валовий Нітроген, %	C:N	Коефіцієнт кореляції між гумусом і Нітрогеном ($\pm St$)
1	2	3	4	5	6	7
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)						
HE	2-11	1,94	1,13	0,13	8,7	0,99±0,14
Eh	11-21	0,98	0,57	0,11	5,2	1,0
Eih	21-28	1,10	0,64	0,10	6,4	0,74±0,67
le	28-38	0,71	0,41	0,09	4,6	0,95±0,16
	38-45	0,60	0,35	0,09	3,9	
l	45-55	0,48	0,28	0,11	2,5	0,89±0,23
	55-65	0,45	0,26	0,09	2,9	
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти на лесоподібних суглинках (переліг)						
HE+E(h) орн.	0-10	1,54	0,89	0,12	7,4	0,95±0,16
	10-20	1,43	0,83	0,11	7,5	
HE+E(h) п/орн.	20-31	0,61	0,35	0,08	4,4	0,62±0,78
le	31-40	0,60	0,35	0,08	4,4	0,95±0,16
	40-49	0,49	0,28	0,07	4,0	
l	49-60	0,24	0,14	0,03	4,7	0,92±0,20
	60-71	0,27	0,16	0,04	4,0	
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)						
He	3-10	2,78	1,61	0,17	9,5	0,90±0,22
	10-20	2,09	1,21	0,15	8,1	
HE	20-29	1,38	0,80	0,14	5,7	0,96±0,28
leh	29-40	1,02	0,59	0,10	5,9	0,85±0,20
	40-50	1,04	0,60	0,12	5,0	
	50-56	1,03	0,60	0,09	6,7	
lh	56-70	1,26	0,73	0,14	5,2	0,93±0,12
	70-80	1,13	0,66	0,13	5,1	
	80-90	1,12	0,65	0,11	5,9	

Закінчення табл. 5.1

1	2	3	4	5	6	7
Ih	90-101	0,76	0,44	0,12	3,7	0,96±0,11
IP(h)	101-110	0,59	0,34	0,12	2,8	
	110-120	0,50	0,29	0,07	4,1	
	120-127	0,43	0,25	0,08	3,1	
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)						
He орн.	0-10	1,85	1,07	0,21	5,1	0,87±0,19
	10-20	1,93	1,12	0,17	6,6	
	20-33	1,90	1,10	0,18	6,1	
He п/орн.	33-40	1,42	0,82	0,14	5,9	0,95±0,16
	40-47	1,42	0,82	0,19	4,3	
Ieh	47-60	1,46	0,85	0,13	6,5	0,95±0,16
	60-71	1,04	0,60	0,15	4,0	
Ih	71-83	0,73	0,42	0,09	4,7	0,84±0,54
IP(h)	83-90	0,64	0,37	0,10	3,7	0,96±0,11
	90-100	0,56	0,32	0,08	4,0	
	100-110	0,39	0,23	0,05	4,6	
Темно-сірі опідзолені ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)						
He орн.	0-10	1,94	1,13	0,17	6,6	0,96±0,11
	10-20	1,93	1,12	0,15	7,5	
	20-31	1,60	0,93	0,13	7,2	
He п/орн.	31-40	1,26	0,73	0,14	5,2	0,96±0,14
	40-47	1,21	0,70	0,14	5,0	
HI	47-60	0,93	0,54	0,10	5,4	0,97±0,12
	60-66	0,79	0,46	0,10	4,6	
Ih	66-80	0,64	0,37	0,09	4,1	0,89±0,17
	80-90	0,63	0,37	0,08	4,6	
	90-99	0,61	0,35	0,11	3,2	
Ph(k)gl	99-110	0,49	0,28	0,08	3,5	0,89±0,23
	110-120	0,51	0,30	0,06	5,0	
Чорноземи опідзолені глеюваті на лесоподібних суглинках (рілля)						
He орн.	0-10	2,99	1,73	0,30	5,8	0,88±0,24
	10-23	2,96	1,72	0,26	6,6	
He п/орн.	23-30	2,93	1,70	0,29	5,9	0,97±0,12
	30-39	2,66	1,54	0,24	6,4	
Hpeі	39-50	2,08	1,21	0,16	7,6	0,96±0,09
	50-60	1,91	1,11	0,19	5,8	
	60-70	1,93	1,12	0,19	5,9	
	70-76	1,54	0,89	0,13	6,8	
Hp(e)іgl	76-85	1,37	0,79	0,12	6,6	0,92±0,15
	85-95	1,12	0,65	0,09	7,2	
	95-105	0,97	0,56	0,09	6,2	
Phkgl	105-115	0,53	0,31	0,10	3,1	0,98±0,20

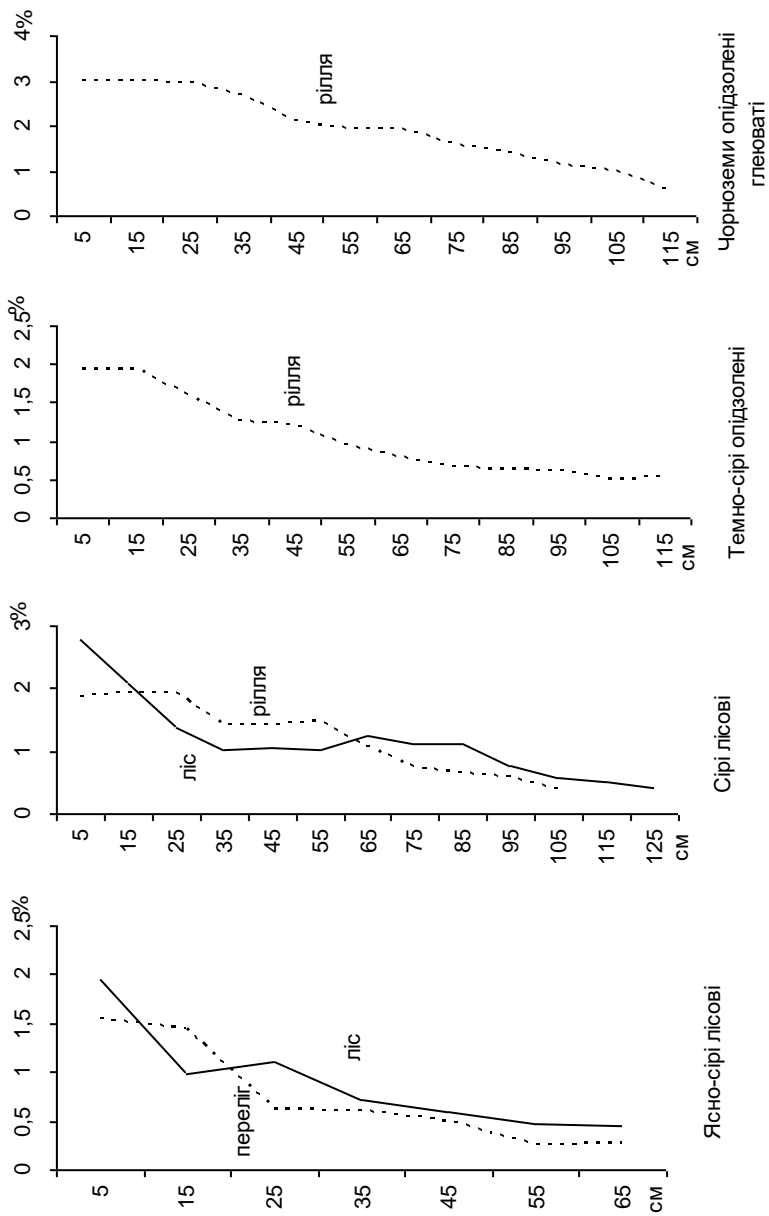


Рис. 5.1. Профільний розподіл гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя

Оцінити ступінь зміни вмісту гумусу під впливом сільськогосподарського використання дає змогу критерій суттєвості чи критерій Стьюдента (t) [58; 60]. Статистичне оброблення результатів досліджень засвідчило, що існує суттєва різниця між вмістом гумусу орних і цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів, про що свідчить переважання обчисленого критерію суттєвості над його теоретичним значенням (t_{05}) (табл. 5.2). У результаті оранки знизився вміст гумусу у всьому профілі, і тільки в шарі 10 – 20 см орного ґрунту вміст гумусу є на 0,5% вищим, ніж на тій же глибині в ґрунтах під лісом.

Таблиця 5.2

Вміст гумусу в ясно-сірих лісових ґрунтах Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Середній вміст гумусу, %		Різниця значень $x_1 - x_2$	Критерій суттєвості	
		x_1	x_2		t_{ϕ}	t_{05}
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_1 – цілинні, x_2 – освоєні)						
HE+Eh	0-10	1,94	1,54	0,39	8,5	2,8
	10-20	0,98	1,43	-0,50	10,1	2,8
	20-30	1,10	0,61	0,57	8,5	2,8
Ie	30-40	0,71	0,60	0,18	3,2	2,8
	40-50	0,60	0,49	0,18	3,6	2,8
I	48-58	0,48	0,24	0,24	10,2	2,8
	58-68	0,45	0,27	0,18	4,4	2,8
Кількість визначень: $n_1=3$, $n_2=3$						
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_3 – цілинні, x_4 – освоєні)						
		x_3	x_4	$x_3 - x_4$	t_{ϕ}	t_{05}
He	0-10	2,78	1,85	0,93	14,6	2,8
	10-20	2,09	1,93	0,16	2,6	2,8
HE	26-36	1,38	1,42	-0,40	7,4	2,8
Ieh	46-56	1,03	1,46	-0,43	11,6	2,8
Ih	70-80	1,13	0,73	0,40	7,8	2,8
IP	100-110	0,59	0,56	0,03	0,7	2,8
Кількість визначень: $n_3=3$, $n_4=3$						

Сірі лісові ґрунти Малехівського пасма досліджували під грабово-дубово-сосновим вторинним лісом із розрідженим трав'яним покривом (дод.). Наявність у деревостані сосни є, очевидно, причиною низької величини рН у верхніх шарах ґрунту (рН сол. – 3,4 – 3,5) та невисокого вмісту ввібраних катіонів, що, безумовно, негативно

позначилося на гумусовому стані верхніх шарів ґрунту. Лісова підстилка середньопотужна – 3 см. Верхня її частина – це свіжий опад, середня частина – напіврозкладений опад. Нижній сантиметровий шар представлений темно-бурим розкладеним опадом, який важко відділити від ґрунту.

Сірі лісові ґрунти під лісом відзначаються складним характером розподілу гумусу по профілю. Найвищим вмістом гумусу характеризується верхній 10-сантиметровий шар ґрунтів – 2,78%. Нижче вміст гумусу помітно знижується. В елювійованому горизонті його величина характеризується як низька, в гумусовому елювіальному горизонті – дуже низька. В ілювіальному гумусованому слабоелювійованому горизонті (Ieh) вміст гумусу коливається у вузьких межах – від 1,02 до 1,04%. Проте вже в горизонті Ih відзначене збільшення вмісту гумусу до 1,26%. З глибини 90 см вміст гумусу є нижчим 1% і поступово знижується до ґрунтоутворюючої породи (рис. 5.1).

Питання збільшення вмісту гумусу в середній частині профілю сірих лісових ґрунтів проаналізовано у багатьох наукових працях [7; 79. – С.174 – 177; 123. – С.107; 152. – С.169 – 173; 189]. Часто такі ґрунти називають сірими лісовими з другим гумусовим горизонтом. Як зазначають В.В. Пономарьова й Т.О. Плотнікова, особливість ґрунтів з другим гумусовим горизонтом полягає в тому, що в їхньому профілі під опідзоленим горизонтом виділяється наче ще один темно забарвлений гумусовий горизонт. Потужність цього горизонту незначна – 10 – 20 см, і найчастіше він залягає з глибини 15 – 30 см [152. – С.165].

У досліджуваних сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма деяке збільшення вмісту гумусу відзначене у горизонті Ih з глибини 56 см до 90 см (1,12 – 1,26%). Цей горизонт характеризується дещо темнішим забарвленням, ніж попередній (відмінність кольору помітна лише в повітряно-сухих зразках ґрунту), розміщений між ілювіальними горизонтами, володіє високою щільністю, призматичною структурою, характерною для ілювіальних горизонтів. Ми вважаємо недоцільним називати ці ґрунти ”сірими лісовими з другим гумусовим горизонтом”. Горизонт накопичення гумусу (Ih) можна лише умовно назвати другим гумусовим. Нерівномірний розподіл гумусу у профілі сірих лісових ґрунтів є їхньою характерною особливістю, що пов'язана із умовами формування цих ґрунтів.

Темне забарвлення ”ілювіально-гуматно-кальцієвих” горизонтів пояснюється високою фарбуючою здатністю і підвищеним ступенем дисперсності чорних гумінових кислот. Незважаючи на темне забарв-

лення цих горизонтів, вміст гумусу в них, як правило, нижчий, ніж у гумусовому горизонті [152. – С.162].

Дещо плавнішою є крива розподілу гумусу в сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма на ріллі (рис. 5.1). Вміст гумусу в орному шарі коливається від 1,85% до 1,93% і за показниками гумусового стану характеризується як дуже низький. У підорному шарі та у верхній частині горизонту Ieh вміст гумусу сягає величин 1,42% і 1,46%, з глибини 71 см – нижче 1%. Зміна водно-повітряного режиму внаслідок сільськогосподарського освоєння, а також проведення меліорацій, вплинули на вміст гумусу в сірих лісових ґрунтах. Внесення гною і, очевидно, вапнування призвело до зв'язування гумінових кислот гумусу Кальцієм і закріплення їх у верхніх горизонтах ґрунтів, що знижує міграційну здатність гумінових кислот.

Загалом, не відзначено чіткої закономірності у зміні вмісту гумусу сірих лісових ґрунтів при оранці. Згідно з даними, отриманими при статистичному обробленні результатів досліджень, суттєво знизився вміст гумусу в орних ґрунтах, порівняно з цілининими у шарі 0 – 10 см. Відзначено накопичення гумусу у верхній частині горизонту Ieh орних ґрунтів, що підтверджено статистично (критерій суттєвості (t_{ϕ}) становить 11,6, тоді як теоретичний (t_{05}) – 2,8). Переважання теоретичного критерію суттєвості (при 5-відсотковому рівні значимості) над фактичним у нижній частині гумусового елювійованого (He) та в гумусовому елювіальному (HE) горизонтах свідчить про відсутність суттєвої різниці між вмістом гумусу в цих горизонтах орних та цілининих ґрунтів (табл. 5.2).

Вміст гумусу у профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма рівномірно знижується до ґрунтоутворюючої породи (рис. 5.1). В орному шарі його величина коливається в межах 1,60 – 1,94%, у підорному – 1,21 – 1,26%. Нижче 47 см вміст гумусу є нижчим 1%. За показниками гумусового стану вміст гумусу в гумусових горизонтах досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів характеризується як дуже низький (менше 2%) [52].

Чорноземи відзначаються найсприятливішими, порівняно з іншими ґрунтами, умовами гумусоутворення: велика кількість опадів, в основному коріння трав'яної рослинності; високий вміст Нітрогену; значна тривалість періоду біологічної активності; насиченість мінеральної частини Кальцієм; наближена до нейтральної реакція середовища.

Вміст гумусу в орному шарі досліджуваних чорноземів опідзолених Дмитровицького пасма коливається в межах 2,93 – 2,99%. Помітно

знижується його вміст у горизонті Нреї (табл. 5.1). У гумусовому елювійованому горизонті та верхній частині верхнього перехідного горизонту вміст гумусу характеризується як низький (2 – 4%), в нижній частині гумусового профілю – дуже низький (менше 2%). З глибини 95 см вміст гумусу зменшується до 1%. Середній вміст гумусу в метровому шарі досліджуваних чорноземів опідзолених становить 2,15%.

Більш інформативним показником, ніж розподіл гумусу по профілю є його запаси в ґрунті, які обчислюються із урахуванням щільності будови. Знаючи запаси гумусу, можна оцінити масштаби гумусоутворення незалежно від того, яким є характер розподілу органічної речовини у ґрунтовому профілі. Розміри запасів свідчать про загальні резерви поживних речовин у ґрунті. За запасами Карбону порівнюють орні й цілинні ґрунти, вирішуючи питання про нагромадження чи втрату ґрунтами гумусу в результаті їхнього сільськогосподарського використання. Величини запасів гумусу можуть бути основою для проведення балансу органічних сполук у цілинних і орних ґрунтах [123. – С.46].

На рисунку 5.2 чітко простежується закономірність збільшення запасів гумусу від ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма до чорноземів опідзолених Дмитровицького пасма. Лише досліджувані темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма, які відзначаються несприятливими фізичними та фізико-хімічними властивостями, характеризуються запасами гумусу, наближеними до сірих лісових ґрунтів (табл. 5.3).

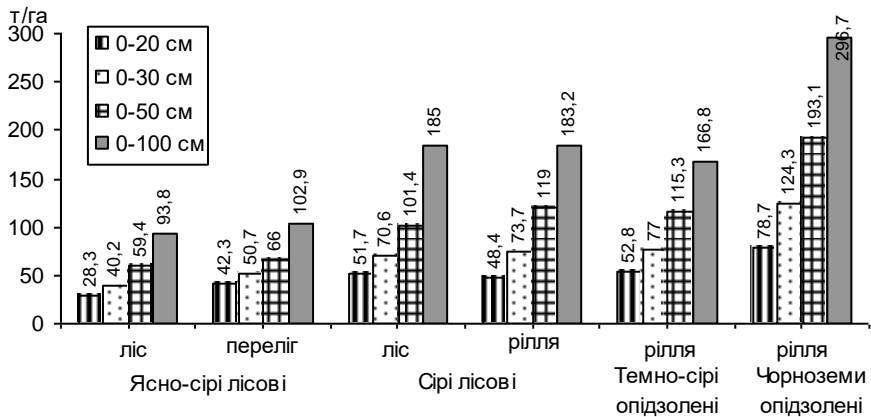


Рис. 5.2. Запаси гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя

Таблиця 5.3

Запаси гумусу та валового Нітрогену в ґрунтах Пасмового Побужжя

Потуж- ність шару, см	Назва ґрунтів / угіддя					
	Ясно-сірі лісові		Сірі лісові		Темно-сірі опідзолені	Чорноземи опідзолені
	ліс	переліг	ліс	рілля	рілля	рілля
Запаси гумусу (т/га)						
0 – 20	28,3	42,3	51,7	48,4	52,8	78,7
0 – 30	40,2	50,7	70,6	73,7	77,0	124,3
0 – 50	59,4	66,0	101,4	119,0	115,3	193,1
0 – 100	93,8	102,9	185,0	183,2	166,8	296,7
Запаси валового Нітрогену (т/га)						
0 – 20	2,3	3,3	3,4	4,9	4,4	7,4
0 – 30	3,4	4,4	5,2	7,3	6,3	11,9
0 – 50	5,8	6,5	8,3	12,5	10,6	17,8
0 – 100	12,3	10,4	16,9	20,4	17,5	27,2

Ясно-сірі лісові ґрунти під лісом відзначаються низькою щільністю будови орного шару і незначним вмістом гумусу. Тому й запаси гумусу в цих ґрунтах є невисокими і сягають 28,3 т/га в шарі 0 – 20 см та 93,8 т/га у метровій товщі ґрунту. За показниками гумусового стану, запропонованими Гришиною та Орловим (табл. 4.1), запаси гумусу цих ґрунтів характеризують як дуже низькі.

У результаті оранки ясно-сірі лісові ґрунти зазнали ущільнення, середня величина щільності будови в профілі досліджуваних ґрунтів становить 1,42 г/см³. Це і стало причиною збільшення, особливо в орному шарі, запасів гумусу ясно-сірих лісових ґрунтів. Хоча запаси гумусу в шарі 0 – 20 см ясно-сірих лісових ґрунтів і збільшилися до 42,3 т/га, проте за показниками гумусового стану вони залишаються у градації "дуже низькі".

Сірі лісові ґрунти Малехівського пасма характеризуються вищими запасами гумусу, порівняно із ясно-сірими лісовими. Так, у шарі 0 – 20 см цих ґрунтів під лісом величина запасів гумусу сягає 51,7 т/га, в шарі 0 – 100 см – 185,0 т/га, що характеризує їх як низькі. Розорювання сірих лісових ґрунтів не стало причиною значної зміни запасів гумусу в ґрунтовій товщі. Так, у шарі 0 – 20 см і 0 – 100 см дещо знизилися запаси гумусу: вони становлять відповідно 48,4 т/га (дуже низькі) і 183,2 т/га (низькі). Суттєве збільшення величини щільності будови

грунту в підорному шарі та в ілювіальному горизонті привело до деякого збільшення запасів гумусу в шарах 0 – 30 см і 0 – 50 см (рис. 5.2, табл. 5.3).

Запаси гумусу темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма характеризуються як низькі та сягають 52,8 т/га в шарі 0 – 20 см і 166,8 т/га у метровому шарі.

Значно вищими запасами гумусу, порівняно із описаними ґрунтами, відзначаються чорноземи опідзолені Дмитровицького пасма. Так, запаси гумусу у верхньому шарі цих ґрунтів становлять 78,7 т/га (низькі), в шарі 0 – 100 см – 296,7 т/га (середні) (рис. 5.2, табл. 5.3).

У процесі досліджень кількісних і якісних змін гумусу ґрунтів під впливом сільськогосподарського освоєння М.І. Лактіоновим було визначено, що в окультурених ґрунтах порушується корелятивна залежність між вмістом гумусу і ємністю вбирання. Зазвичай зміни величини ємності вбирання відстають від змін у вмісті гумусу. Це свідчить про те, що під впливом окультурення ґрунтів поліпшується якість гумусу, начебто компенсуючи його втрати.

На цій підставі М.І. Лактіонов для оцінки агрономічної якості ґрунтового гумусу запропонував спосіб оцінки реакційної здатності гумусу в орному шарі ґрунтів залежно від змін його вмісту в цих ґрунтах. Показник реакційної здатності гумусу (ПРЗГ) визначається як відношення величин ємності вбирання ґрунту (ммоль/100 г ґрунту) до загального вмісту гумусу в ґрунтах (%) [53; 92; 93. – С.107; 94]. Цей показник є об'єктивним критерієм оцінки впливу агротехнічних, агрохімічних, меліоративних та інших прийомів на органічну частину ґрунту – основу його родючості. ПРЗГ дає можливість визначити величину впливу тривалості та характеру сільськогосподарського використання ґрунтів, рівня культури землеробства на адсорбційні властивості гумусу, відображає ступінь окультурення ґрунтів.

Величини показника реакційної здатності ґрунтів Пасмового Побужжя були обчислені для шару 0 – 30 см; ємність вбирання визначали за сумою обмінно ввібраних катіонів (табл. 5.4).

На жаль, нам не вдалося знайти на Пасмовому Побужжі цілих темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених, тому неможливо визначити величину зміни ПРЗГ унаслідок розорювання цих ґрунтів.

Найвищі значення показника реакційної здатності гумусу характерні для орних ґрунтів території досліджень, тобто гумус сільськогосподарсько освоєних ґрунтів здатний утримувати значно більше катіонів

у ввібраному стані. Це свідчить про те, що, незважаючи на зниження вмісту загального гумусу у верхньому 30-сантиметровому шарі ґрунтів, в агрономічному розумінні його якість в орних ґрунтах є вищою.

Таблиця 5.4

Реакційна здатність гумусу ґрунтів Пасмового Побужжя (0 – 30 см)

Назва ґрунтів	Об'єкти дослідження / ПРЗГ	
	Цілинні ґрунти	Освоєні ґрунти
Ясно-сірі лісові	$\frac{13,5}{100}$	$\frac{17,7}{131,1}$
Сірі лісові	$\frac{9,4}{100}$	$\frac{11,7}{124,5}$
Темно-сірі опідзолені	–	10,0
Чорноземи опідзолені глеюваті	–	8,2

Примітка: в чисельнику – ПРЗГ, в знаменнику – % до ПРЗГ цілинних ґрунтів.

Отже, цілинні ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма характеризуються малопотужною лісовою підстилкою, дуже низьким вмістом і запасами гумусу. Лісова підстилка у цілинних сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма характеризується як середньопотужна, вміст гумусу у верхньому 10-сантиметровому шарі – низький, в іншій частині профілю – дуже низький. Відзначено незначне збільшення вмісту гумусу в горизонті Іh; запаси гумусу – низькі. Розорювання ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів призвело до зниження вмісту гумусу у верхніх горизонтах ґрунтів, у сірих лісових ґрунтах збільшився вміст гумусу у підорному шарі та верхній частині ілювіального горизонту. У шарі 0 – 20 см орних сірих лісових ґрунтів запаси гумусу характеризуються як дуже низькі, у метровій товщі – низькі. Незважаючи на зниження вмісту гумусу у верхньому шарі ґрунтів, в агрономічному розумінні його якість в орних ґрунтах є вищою, що підтверджується високими показниками реакційної здатності гумусу.

Темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма характеризуються дуже низьким вмістом гумусу, низькими його запасами. Вміст гумусу в чорноземах опідзолених глеюватих – низький, глибше 50 см – дуже низький. Запаси гумусу низькі в шарі 0 – 20 см, середні в метровій товщі ґрунту.

5.2. Нітроген гумусових речовин

Нітроген відіграє дуже важливу роль у житті рослин. Акумулявання Нітрогену в цілинних ґрунтах зумовлене його надходженням з атмосферними опадами і шляхом азотфіксації. Загальний запас Нітрогену в ґрунті є дуже важливим показником його потенційної родючості. В гумусових горизонтах більша частина Нітрогену входить до складу органічних сполук, на частку мінеральних форм припадає 1 – 3% загального вмісту Нітрогену. В нижніх горизонтах ґрунтів вміст органічного Нітрогену знижується, часто за рахунок фіксованого амонію [156. – С.39].

Гумусові речовини містять Нітроген в ароматичному ядрі (у вигляді гетероциклів і мостиків) та в периферійних ланцюгах, де велика роль належить амінокислотам [36]. Найбільше амінокислотної форми є у бурих гумінових кислотах, вона найшвидше піддається розкладанню. Гетероциклічна форма Нітрогену переважає в сірих гумінових кислотах і відзначається стійкістю [62. – С.138].

Органічна речовина є джерелом азотного живлення рослин і важливим агентом трансформації внесеного в ґрунт Нітрогену мінеральних добрив. Навіть при повному забезпеченні рослин мінеральним Нітрогеном, врожай значно формується за рахунок ґрунтового Нітрогену, що надходить переважно з гумусових речовин. Отже, при використанні виключно мінеральних добрив не відбувається повної компенсації Нітрогену, що є у гумусі ґрунту і використовується культурами [73].

За даними досліджень, вміст валового Нітрогену в ясно-сірих лісових ґрунтах під лісом (Куликівське пасмо) коливається у вузьких межах – 0,09 – 0,13%. Одним із важливих показників гумусового стану ґрунтів є збагаченість гумусу Нітрогеном у відношенні С:N. Чим вужче співвідношення С:N, тим більший вміст Нітрогену, а отже, і більша швидкість мінералізації органічної речовини [62. – С.155]. Збагаченість гумусу Нітрогеном у гумусовому елювіальному горизонті ясно-сірих лісових ґрунтів є середньою (С:N – 8,7), нижче по профілю – високою (С:N – 5,2 – 6,4), а в ілювіальному горизонті, завдяки значному зниженню вмісту загального Карбону, дуже високою (С:N – 2,5 – 4,6) (табл. 5.1).

Децю знизився вміст валового Нітрогену в ясно-сірих лісових ґрунтах на перелозі. Так, в орному шарі він становить 0,11 – 0,12%, відношення С:N коливається в межах 7,4 – 7,5, що означає високий рівень збагаченості гумусу Нітрогеном. Нижче по профілю вміст валового Нітрогену поступово знижується (рис. 5.3). Значне зниження вмісту загального Карбону приводить до звуження відношення С:N (4,0 – 4,7), збагаченість гумусу Нітрогеном – дуже висока. Суттєве зниження вмісту гумусу в ілю-

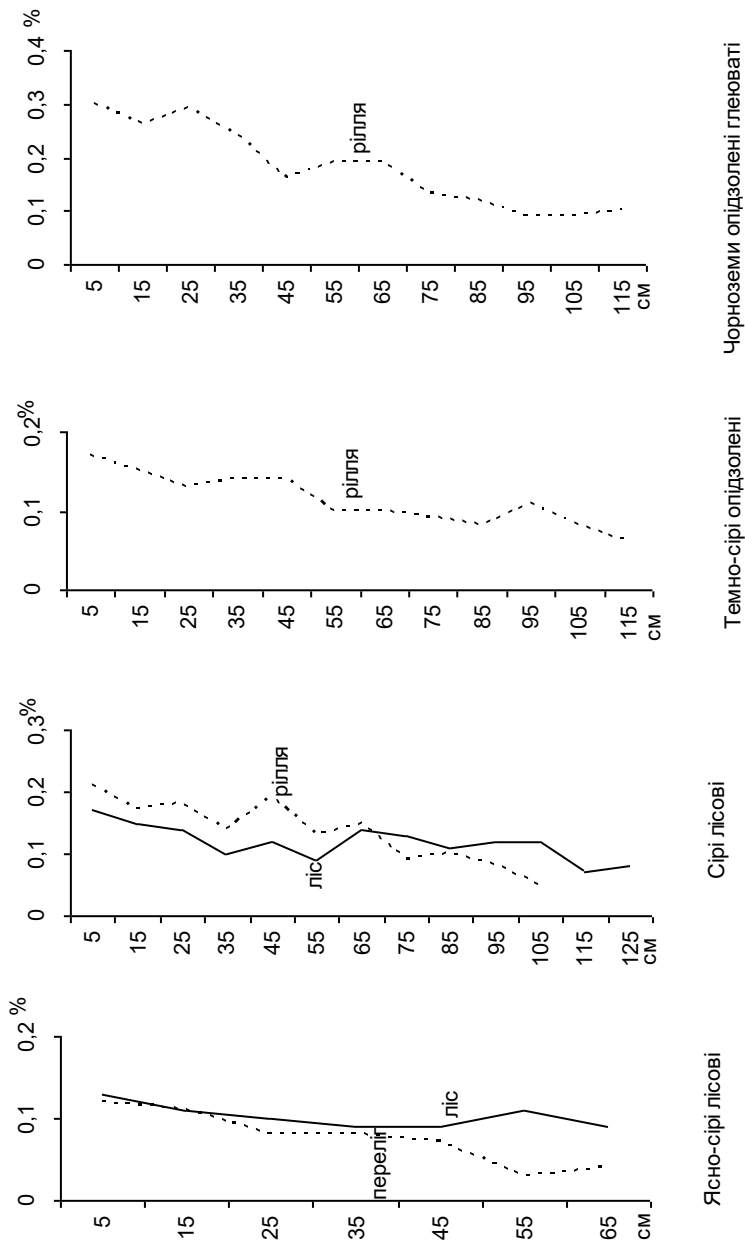


Рис. 5.3. Профільний розподіл валового Нітрогену в ґрунтах Пасмового Побужжя

віальному горизонті ясно-сірих лісових ґрунтів на перелозі знизило вміст валового Нітрогену, що знаходиться у конституційному зв'язку із гумусом.

Вміст валового Нітрогену в сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма є вищим, порівняно з ясно-сірими, та становить 0,17% у верхньому шарі, знижуючись до 0,09% на глибині 50 – 56 см. У ілювіальному гумусованому горизонті (Ih) вміст валового Нітрогену збільшується до 0,11 – 0,14%. Збільшення вмісту Нітрогену на вказаній глибині збігається із збільшенням вмісту гумусу в горизонті Ih (рис. 5.1, 5.3). Зберігається тенденція до зниження відношення C:N з глибиною. Збагаченість Нітрогеном у гумусовому елювійованому горизонті характеризується як середня (C:N – 8,1 – 9,5), нижче по профілю – висока (C:N – 5,0 – 6,7) і глибше 90 см – дуже висока (C:N – 2,8 – 4,1).

Сільськогосподарське освоєння досліджуваних сірих лісових ґрунтів привело до збільшення в них вмісту валового Нітрогену. Найвищим його вмістом відзначається орний шар ґрунтів, що, очевидно, є наслідком внесення гною. За даними А.Е. Возбуцької [37. – С.324], гній містить у середньому 0,5% Нітрогену і є найбільш універсальним способом відновлення його запасів у ґрунті.

Збагаченість гумусу Нітрогеном у сірих лісових ґрунтах на ріллі є високою у верхній частині профілю і дуже високою з глибини 60 – 71 см (табл. 5.1). До вказаної глибини крива профільного розподілу валового Нітрогену в сірих лісових ґрунтах на ріллі повторює криву розподілу гумусу в аналогічних ґрунтах під лісом (рис. 5.3). Нижче зазначеної глибини вміст валового Нітрогену в освоєних ґрунтах є нижчим, ніж у цілинних. Така ж закономірність була відзначена і у розподілі гумусу сірих лісових ґрунтів (рис. 5.1).

Вміст валового Нітрогену в профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів знижується до породи і коливається у межах профілю від 0,06% до 0,17%. Відношення C:N становить 5,0 – 7,5 в гумусовому слабоелювійованому горизонті та верхній частині гумусового ілювіального горизонту, що характеризує збагаченість гумусу Нітрогеном як високу, у нижніх горизонтах відношення загального Карбону до Нітрогену зростає.

Найбільшим серед досліджуваних ґрунтів вмістом валового Нітрогену відзначаються чорноземи опідзолені Дмитровицького пасма. У гумусовому слабоелювійованому горизонті його вміст коливається від 0,24% до 0,30%, нижче по профілю вміст Нітрогену знижується (рис. 5.3). Збагаченість гумусу Нітрогеном висока (C:N – 5,8 – 7,6), в горизонті Phkg1 – дуже висока.

Найвищі запаси валового Нітрогену, як і гумусу, мають чорноземи опідзолені, найнижчі – ясно-сірі лісові ґрунти (табл. 5.3, рис. 5.4). Сільськогосподарське освоєння привело до збільшення запасів Нітрогену в профілі ґрунтів. Майже однаковими запасами Нітрогену, як і гумусу, характеризуються досліджувані темно-сірі опідзолені та сірі лісові ґрунти на ріллі. Низькі запаси гумусу й Нітрогену в темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма можна пояснити деградацією цих ґрунтів під впливом екстенсивного використання.

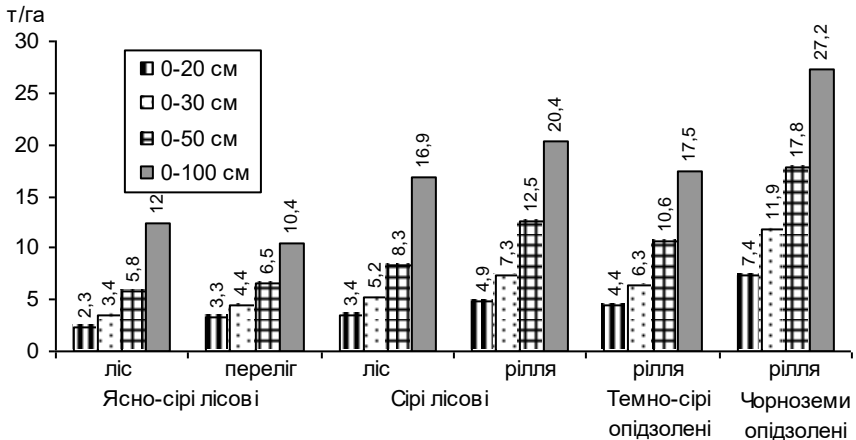


Рис. 5.4. Запаси валового Нітрогену в ґрунтах Пасмового Побужжя

Для встановлення взаємозв'язку між вмістом гумусу та Нітрогену були обчислені коефіцієнти кореляції (табл. 5.1). Результати обчислень свідчать про майже 100-відсоткову позитивну кореляцію між цими показниками у профілі всіх досліджуваних ґрунтів.

Для отримання високих врожаїв недостатньо тієї кількості мінерального Нітрогену, що нагромаджується в ґрунтах у результаті процесів мінералізації, необхідно проводити меліоративні заходи зі збільшення вмісту Нітрогену. Серед шляхів поповнення Нітрогену в ґрунті виділяють такі: вирощування бобових культур, внесення гною та інших органічних добрив (торф, компости), а також використання мінеральних азотних добрив.

Отже, в опідзолених ґрунтах Пасмового Побужжя вміст Нітрогену збільшується від ясно-сірих лісових ґрунтів до чорноземів опідзолених. Найвищий вміст Нітрогену в досліджуваних ясно-сірих лісових

грунтах Куликівського пасма сягає 0,13%; у чорноземах опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма – 0,30%. Збагаченість гумусу Нітрогеном середня і висока у верхніх шарах ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом, середня в сірих лісових ґрунтах. В орному шарі всіх досліджуваних ґрунтів збагаченість гумусу Нітрогеном характеризується як висока (C:N – 5 – 8). У результаті сільськогосподарського освоєння ясно-сірих та сірих лісових ґрунтів збільшуються запаси Нітрогену. Встановлено майже 100-відсоткову позитивну кореляцію між вмістом гумусу і валового Нітрогену в автоморфних ґрунтах Пасмового Побужжя.

5.3. Якісний склад гумусу

Дослідження гумусового стану ґрунтів передбачає і вивчення якісного складу гумусу, що має не тільки теоретичне, але й велике практичне значення. Встановлено, що природа та властивості гумусових речовин, якісний склад гумусу тісно пов'язані з особливостями генезису ґрунтів. Вивчення якісного складу органічної частини має сприяти розробленню класифікації та систематики ґрунтів [36].

Якість гумусу оцінюють за показниками ступеня гуміфікації, результатами фракційного та групового складу, а також природою гумінових кислот. Груповий склад гумусу характеризує вміст гумінових кислот, фульвокислот і гумінів. Фракційний склад гумусу є функцією кислотності ґрунтів, ступеня мінералізації ґрунтового розчину та мінералогічного складу мулистої фракції ґрунтів [123. – С.45].

Агрономічна цінність гумусу значною мірою визначається співвідношенням у ньому гумінових і фульвокислот. При переважаючому синтезі гумінових кислот у ґрунті чітко виражений гумусовий горизонт, що відзначається високим рівнем родючості. Такі ґрунти характеризуються водостійкою структурою, багаті органічними формами Нітрогену та іншими елементами живлення рослин. У разі інтенсивного утворення фульвокислот, ґрунти легко збіднюються лужними катіонами та іншими елементами, характеризуються кислою реакцією середовища, обезструктурюються. Збільшення родючості цих ґрунтів пов'язують із тривалим окультуренням, а отже, і зі збільшенням у складі гумусу гумінових кислот [185. – С.14 – 15].

Найбільш інформативним показником, за всієї його умовності, є відношення кількості Карбону гумінових кислот до кількості Карбону в складі фульвокислот (Сгк:Сфк). Цей показник відображає зрілість ґрунту, він

максимальний у ґрунтах із найбільшою біологічною активністю. У землеробстві ґрунти із найбільшою величиною Сгк:Сфк є найпродуктивнішими, вони найбільш стійкі до ерозії, дефляції, здатні знижувати токсичний вплив забруднюючих речовин. У гумусових горизонтах автоморфних ґрунтів континентальної фації помірного поясу величина Сгк:Сфк корелює з тривалістю періоду біологічної активності [123. – С.45].

У складі ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма Пасмового Побужжя під лісом переважає група фульвокислот, про що свідчить співвідношення Сгк:Сфк, яке коливається в межах профілю від 0,6 до 0,9 (рис. 5.5). Тип гумусу цих ґрунтів визначається як гуматно-фульватний. Найвищий вміст фульвокислот (ФК) відзначений у елювіальному слабогумусованому горизонті – 43,6 – 47,3%, що збігається із мінімальним співвідношенням Сгк:Сфк у профілі досліджуваних ґрунтів (рис. 5.6). В ілювіальному горизонті вміст фульвокислот значно знижується. Вміст гумінових кислот (ГК) поступово знижується вниз по профілю.

Важливим показником гумусового стану ґрунтів є ступінь гуміфікації органічної речовини, який характеризує частку гуміфікованого матеріалу в складі органічної речовини і обчислюється як відношення вмісту гумінових кислот до загального вмісту всіх органічних речовин. Цей показник є дещо умовним, оскільки гуміфіковані компоненти являють собою не тільки гумінові кислоти. Проте експериментального методу визначення цього показника немає [52]. Ступінь гуміфікації органічної речовини досліджуваних ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом є середнім (24,9 – 29,8%) у всьому профілі ґрунтів, за винятком гумусового елювіального горизонту, у ньому він становить 34,6% і характеризується як високий (табл. 5.5).

У лісових ґрунтах, в умовах вологого клімату, серед гумінових кислот переважають бурі гумінові кислоти (БГК), які майже не мігрують у профілі, слабо взаємодіють з Кальцієм, легко віддають його в розчин під впливом води. Це є однією з причин низької кислотності ґрунтів, у складі гумусу яких переважають БГК [152. – С.100 – 104]. Незначна рухомість гумінових кислот цієї фракції є причиною формування непотужного гумусового горизонту в лісових ґрунтах. Вміст фракції ГК-1, що складається, в основному з БГК, знижується вниз по профілю ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма і коливається від 26,1% до 38,5% від суми гумінових кислот, характеризується за показниками гумусового стану як низький (табл. 5.5, рис. 5.7).

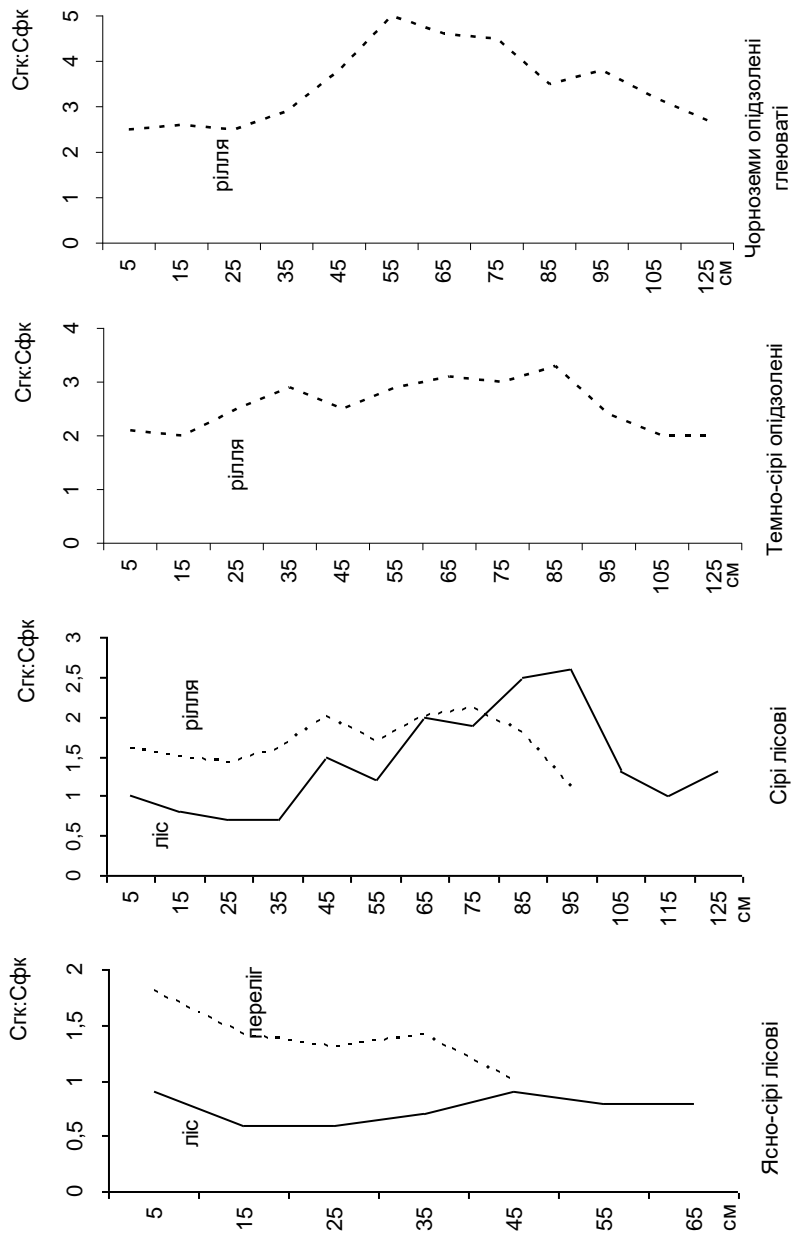


Рис. 5.5. Тип гумусу (Сгк:Сфк) у профілях ґрунтів Пасмового Побужжя

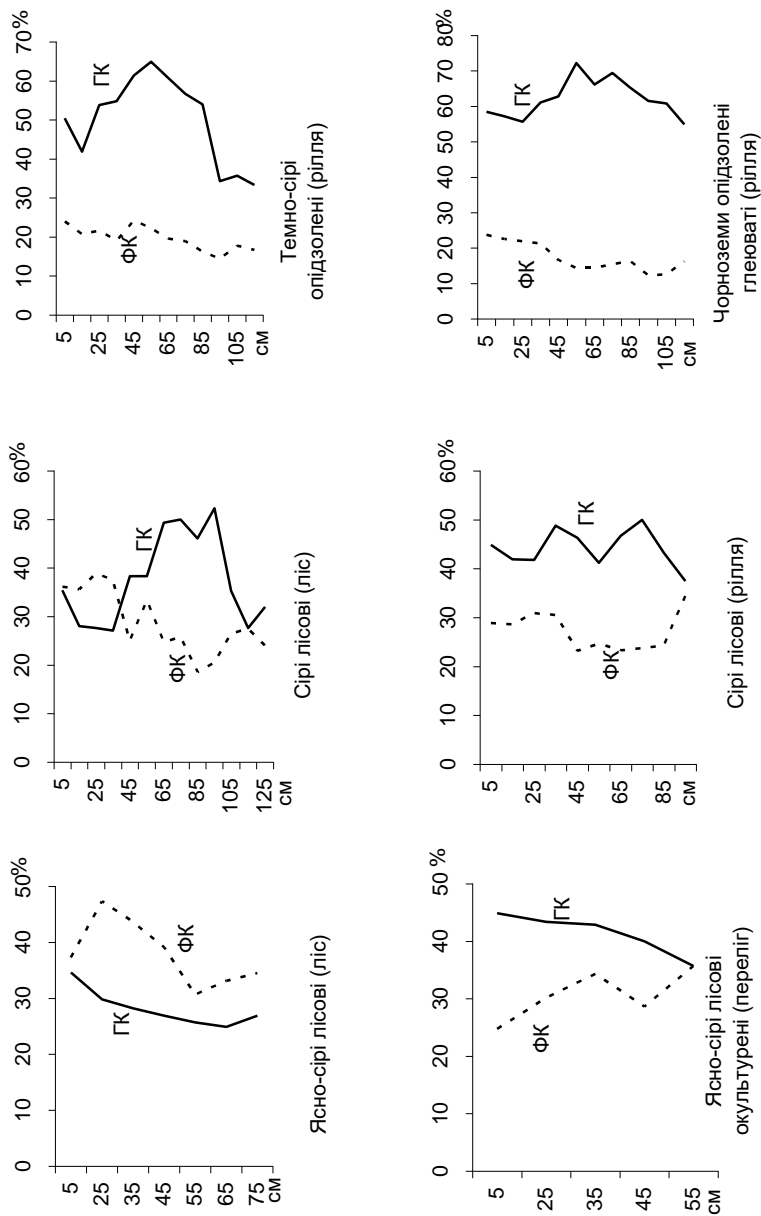


Рис. 5.6. Профільний розподіл гумінових і фульвокислот у ґрунтах Пасмового Побужжя

Таблиця 5.5

Фракційно-груповий склад гумусу ґрунтів Пасмового Побужжя (% від загального Карбону)

Генетичні горизонти	Глибина в'язтя зразків, см	Гумус, %	Сзаг, %	Гумінові кислоти				Фульвокислоти					Сума фракції	Гумін	Слк: Сок	ГК1: ФК1+1а	ГК2: ФК2	ГК3: ФК3
				1	2	3	Сума	1а	1	2	3	Сума						
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)																		
H ₀	0-2	– Лісова підстилка																
HE	2-11	1,94	1,13	13,3	7,1	14,2	34,6	8,1	11,5	4,4	13,3	37,3	71,9	28,1	0,9	0,7	1,6	1,1
Eh	11-21	0,98	0,57	10,5	7,0	12,3	29,8	12,3	14,0	10,5	10,5	47,3	77,1	22,9	0,6	0,4	0,7	1,2
E1h	21-28	1,10	0,64	10,9	6,8	10,5	28,2	13,6	9,4	10,1	10,5	43,6	71,8	28,2	0,6	0,5	0,7	1,0
le	28-38	0,71	0,41	9,8	7,3	9,8	26,9	12,2	9,8	7,3	9,8	39,1	66,0	34,0	0,7	0,4	1,0	1,0
	38-45	0,60	0,35	6,7	12,3	7,7	25,7	11,4	3,7	6,9	8,6	30,6	57,3	42,7	0,9	0,4	1,8	0,9
I	45-55	0,48	0,28	7,1	10,7	7,1	24,9	12,3	3,6	7,1	10,1	33,1	58,0	42,0	0,8	0,4	1,5	0,7
	55-65	0,45	0,26	7,7	11,5	7,7	26,9	11,5	3,8	7,7	11,5	34,5	61,4	38,6	0,8	0,5	1,5	0,7
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти на лесоподібних суглинках (переліг)																		
HE+E(h) орн.	0-10	1,54	0,89	6,7	24,7	13,5	44,9	4,5	9,0	5,6	5,6	24,7	69,6	30,4	1,8	0,5	4,4	2,4
	10-20	1,43	0,83	7,2	21,7	14,5	43,4	4,8	6,0	14,5	4,8	30,1	73,5	26,5	1,4	0,7	1,5	3,0
HE+E(h) п/орн.	20-31	0,61	0,35	5,7	22,9	14,3	42,9	8,6	2,9	17,1	5,7	34,3	77,2	22,8	1,3	0,5	1,3	2,5
le	31-40	0,60	0,35	5,7	22,9	11,4	40,0	8,6	0	14,3	5,7	28,6	68,6	31,4	1,4	0,7	1,6	2,0
	40-49	0,49	0,28	3,6	21,4	10,7	35,7	10,7	0	17,9	7,1	35,7	71,4	28,6	1,0	0,3	1,2	1,5
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)																		
H ₀	0-3	– Лісова підстилка																
He	3-10	2,78	1,61	25,5	0	9,9	35,4	5,6	16,2	10,6	3,7	36,1	71,5	28,5	1,0	1,2	0	2,7
	10-20	2,09	1,21	19,8	0,8	7,4	28,0	7,4	14,9	8,3	5,0	35,6	63,5	36,4	0,8	0,9	0,1	1,5
HE	20-29	1,38	0,80	20,0	1,3	6,3	27,6	8,8	17,5	6,3	6,3	38,9	66,5	33,5	0,7	0,8	0,2	1,0
leh	29-40	1,02	0,59	15,2	5,1	6,8	27,1	8,5	8,5	17,0	3,4	37,4	64,5	35,5	0,7	0,9	0,3	2,0
	40-50	1,04	0,60	15,0	15,0	8,3	38,3	8,3	6,7	8,3	1,7	25,0	63,3	36,7	1,5	1,0	1,8	5,0
	50-56	1,03	0,60	6,7	23,3	8,3	38,3	8,3	3,3	20,0	1,7	33,3	71,6	28,4	1,2	0,6	1,2	5,0

Продовження табл. 5.5

Генетичні горизонти	Глибина вяття зразків, см	Гумус, %	Сзаг. %	Гумінові кислоти				Фульвокислоти					Сума фракцій	Гумін	Слк: Сок	ГК1: ФК1+1а	ГК2: ФК2	ГК3: ФК3
				1	2	3	Сума	1а	1	2	3	Сума						
Ih	56-70	1,26	0,73	2,7	32,9	13,7	49,3	5,5	1,4	17,8	0	24,7	74,0	26,0	2,0	0,4	1,9	-
	70-80	1,13	0,66	1,5	33,3	15,2	50,0	6,0	4,6	15,2	0	25,8	75,8	24,2	1,9	0,1	2,2	-
	80-90	1,12	0,65	1,5	29,2	15,4	46,1	6,2	3,1	9,2	0	18,5	64,6	35,4	2,5	0,2	3,2	-
	90-101	0,76	0,44	2,3	36,4	13,6	52,3	9,1	46	6,8	0	20,5	72,8	27,2	2,6	0,2	5,3	-
IP(h)	101-110	0,59	0,34	2,9	20,6	11,8	35,3	11,8	0	14,7	0	26,5	61,8	38,2	1,3	0,2	1,4	-
	110-120	0,50	0,29	3,5	17,2	6,9	27,6	10,3	0	17,2	0	27,5	55,1	44,9	1,0	0,3	1,0	-
	120-127	0,43	0,25	4,0	16,0	12,0	32,0	8,0	0	16,0	0	24,0	56,0	44,0	1,3	0,5	1,0	-
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)																		
He орн.	0-10	1,85	1,07	10,3	21,5	13,1	44,9	4,7	6,5	8,4	9,3	28,9	73,8	26,2	1,6	0,9	2,6	1,4
	10-20	1,93	1,12	9,8	21,4	10,7	41,9	4,5	8,0	7,2	8,9	28,6	70,5	29,5	1,5	0,8	3,0	1,2
	20-33	1,90	1,10	10,9	20,0	10,9	41,8	4,5	6,4	10,9	9,1	30,9	72,7	27,3	1,4	1,0	1,8	1,2
HE п/орн.	33-40	1,42	0,82	8,5	28,1	12,2	48,8	4,9	4,9	12,2	8,5	30,5	79,3	20,7	1,6	0,9	2,3	1,4
	40-47	1,42	0,82	4,9	30,5	10,9	46,3	4,9	2,4	6,1	9,8	23,2	69,5	30,5	2,0	0,7	5,0	1,1
Ieh	47-60	1,46	0,85	2,4	28,2	10,6	41,2	4,7	3,5	7,1	9,4	24,7	65,9	34,1	1,7	0,3	4,0	1,1
	60-71	1,04	0,60	1,7	35,0	10,0	46,7	6,7	3,3	6,7	6,6	23,3	70,0	30,0	2,0	0,2	5,2	1,5
Ih	71-83	0,73	0,42	2,4	33,3	14,3	50,0	9,5	2,4	7,1	4,8	23,8	73,8	26,2	2,1	0,2	4,7	3,0
IP(h)	83-90	0,64	0,37	2,7	24,3	16,2	43,2	8,1	2,7	8,1	5,4	24,3	67,5	32,5	1,8	0,3	3,0	3,0
	90-100	0,56	0,32	3,1	18,8	15,6	37,5	9,4	3,1	12,5	9,4	34,4	71,9	28,1	1,1	0,2	1,5	1,7
Темно-сірі опідзолені ґрунти на лезоподібних суглинках (рілля)																		
He орн.	0-10	1,94	1,13	9,7	28,3	12,4	50,4	5,3	4,4	8,0	6,2	23,9	74,3	25,7	2,1	1,0	3,5	2,0
	10-20	1,93	1,12	9,8	21,4	10,7	41,9	3,6	5,4	6,3	5,4	20,7	62,6	37,4	2,0	1,1	3,4	2,0
	20-31	1,60	0,93	14,0	24,7	15,1	53,8	5,4	2,2	9,7	4,3	21,6	75,4	24,6	2,5	1,8	2,5	3,5
He п/орн.	31-40	1,26	0,73	5,5	43,8	5,5	54,8	6,8	2,7	6,8	2,7	19,0	73,8	26,2	2,9	0,6	6,4	2,0
	40-47	1,21	0,70	5,7	50,0	5,7	61,4	7,1	1,4	11,4	4,3	24,2	85,6	14,4	2,5	0,7	4,5	1,3

Закінчення табл. 5.5

Генетичні горизонти	Глибина взяття зразків, см	Гумус, %	Сзаг, %	Гумінові кислоти				Фульвокислоти					Сума фракцій	Гумін	Слк: Саж	ГК1: ФК1+1а	ГК2: ФК2	ГК3: ФК3
				1	2	3	Сума	1а	1	2	3	Сума						
				НІ	47-60	0,93	0,54	5,6	53,7	5,6	64,9	7,4						
	60-66	0,79	0,46	4,3	43,5	13,0	60,8	8,7	2,2	6,5	2,2	19,6	80,4	19,6	3,1	0,4	6,7	5,9
Іh	66-80	0,64	0,37	2,7	45,9	8,1	56,7	8,1	5,4	2,7	2,7	18,9	75,6	24,4	3,0	0,2	17,0	3,0
	80-90	0,63	0,37	2,7	43,2	8,1	54,0	8,1	2,7	2,7	2,7	16,2	70,2	29,8	3,3	0,3	16,0	3,0
	90-99	0,61	0,35	5,7	22,9	5,7	34,3	8,6	-	2,9	2,9	14,4	48,7	51,3	2,4	0,7	7,9	2,0
Ph(k)gl	99-110	0,49	0,28	3,6	25,0	7,1	35,7	7,1	-	7,1	3,6	17,8	53,5	46,5	2,0	0,5	3,5	2,0
	110-120	0,51	0,30	3,3	23,3	6,7	33,3	6,7	-	6,7	3,3	16,7	50,0	50,0	2,0	0,5	3,5	2,0
Чорноземи опідзолені глеюваті на лесоподібних суглинках (рілля)																		
He орн.	0-10	2,99	1,73	7,5	35,3	15,6	58,4	2,9	6,9	8,7	5,2	23,7	82,1	17,9	2,5	0,8	4,1	3,0
	10-23	2,96	1,72	7,6	37,4	12,2	57,2	2,9	7,7	6,2	5,8	22,6	79,8	20,2	2,6	0,7	6,0	2,1
He п/орн.	23-30	2,93	1,70	7,1	35,9	12,6	55,6	2,9	6,5	6,6	5,9	21,9	77,5	22,5	2,5	0,8	5,4	2,1
	30-39	2,66	1,54	7,8	37,7	15,6	61,1	2,6	9,7	5,8	3,2	21,3	82,4	17,6	2,9	0,6	6,5	4,9
Hrei	39-50	2,08	1,21	2,5	49,6	10,7	62,8	3,3	5,8	5,0	2,5	16,6	79,4	20,6	3,8	0,3	9,9	4,3
	50-60	1,91	1,11	1,8	58,2	12,2	72,2	2,7	4,5	4,9	2,2	14,3	86,5	13,5	5,0	0,3	11,9	5,5
	60-70	1,93	1,12	1,8	51,8	12,5	66,1	2,7	5,4	4,5	1,8	14,4	80,5	19,5	4,6	0,2	11,5	6,9
	70-76	1,54	0,89	2,2	54,3	12,9	69,4	3,4	5,6	3,3	3,1	15,4	84,8	15,2	4,5	0,2	16,5	4,2
HPi(e)gl	76-85	1,37	0,79	2,5	50,6	10,1	63,2	4,3	6,0	4,0	4,0	18,3	81,5	18,5	3,5	0,2	12,7	2,5
	85-95	1,12	0,65	1,5	45,7	11,3	58,5	4,6	5,6	1,5	3,5	15,2	73,7	26,3	3,8	0,1	30,5	3,2
	95-105	0,97	0,56	1,9	40,2	10,7	52,8	5,6	5,4	0	5,6	16,6	69,4	30,6	3,2	0,2	-	1,9
Phkgl	105-115	0,53	0,31	3,2	35,4	12,9	51,5	6,5	6,2	0	6,5	19,2	70,7	29,3	2,7	0,3	-	2,0

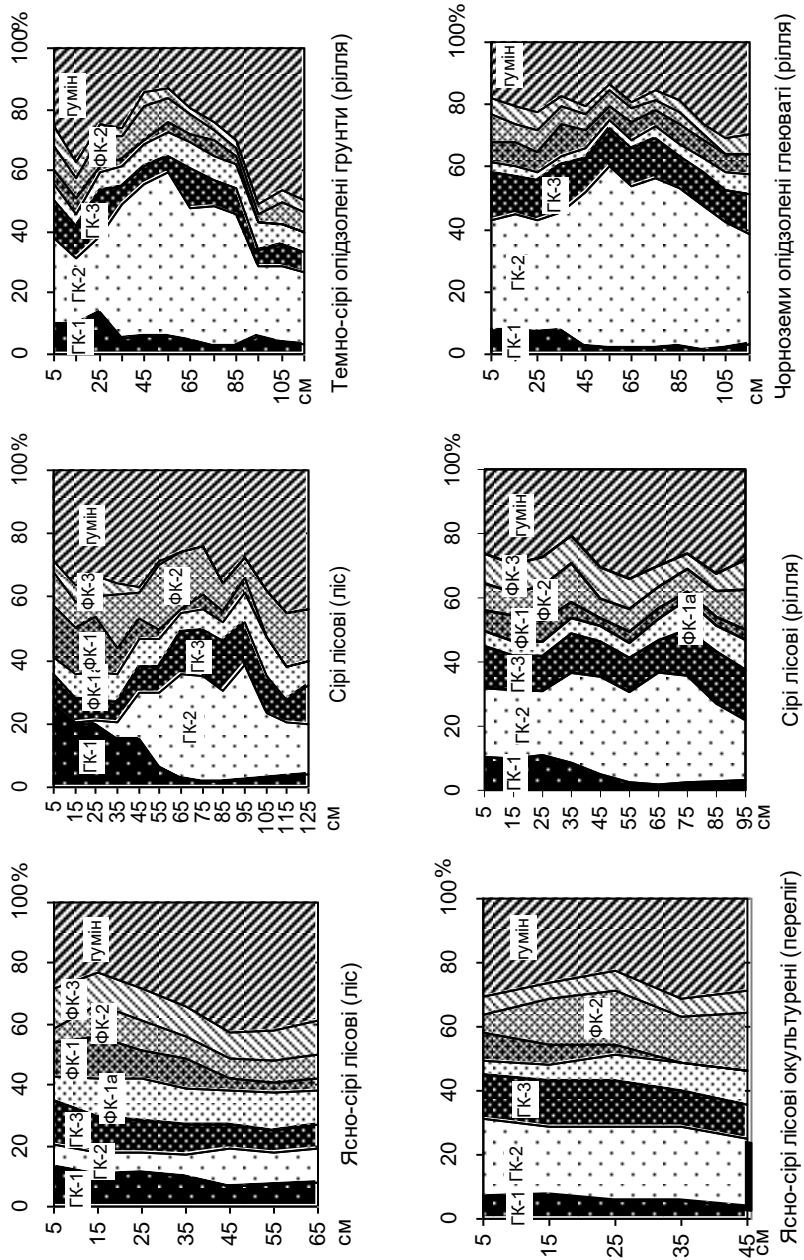


Рис. 5.7. Фракційно-груповий склад гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя

У вертикальному розподілі гумусу в профілі сірих лісових ґрунтів різке зниження (з глибиною) вмісту одних фракцій компенсується переміщенням на ці глибини інших фракцій. Особливо велике значення в цьому процесі належить міграції гуматів Кальцію, які "згладжують" чи "гальмують" різке зниження вмісту гумусу з глибиною [152. – С.155 – 156].

Верхні горизонти досліджуваних ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом збіднені гуматами Кальцію, які вимиваються вниз по профілю. Наявність рухомих гуматів Кальцію є характерною особливістю сірих лісових ґрунтів [152. – С.156]. Відзначено накопичення гумінових кислот другої фракції в ілювіальному горизонті, що свідчить про рухомість ГК цієї фракції в умовах неповного насичення Кальцієм. Гумати Кальцію накопичуються в ілювіальному горизонті цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів на тих глибинах, де відзначене збільшення вмісту Кальцію та мулу. В.В. Пономарьова та Т.О. Плотнікова вважають, що походження горіхуватої структури, очевидно, пов'язане з міграцією гумусових речовин, які "зв'язують" глинисту масу: вона розтріскується на горіхуваті окремість, поверхню яких потім вільно омивають гумусові розчини [152. – С.153].

Вміст гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм, сягає у верхніх горизонтах цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма 20,5 – 27,1% від суми ГК і характеризується як низький, та 42,8 – 47,9% від суми ГК в ілювіальному горизонті, що характеризує вміст цієї фракції як середній (табл. 5.5). З глибини 38 см збільшується вміст фракції ГК-2, що корелює із збільшенням глибини гуміфікації.

Високим по всьому профілю ясно-сірих лісових ґрунтів є вміст гумінових кислот, міцно зв'язаних з мінеральною частиною ґрунтів. Так, величина цієї фракції становить 28,5 – 41,3% від суми ГК (рис. 5.7). Серед фульвокислот значну частку займає "агресивна" фракція (ФК-1а), вміст якої становить 8,1 – 13,6% від загального Карбону і є найвищим у елювіальному слабогумусованому горизонті на глибині 21 – 28 см (табл. 5.5). Ця фракція має високу реакційну здатність і рухомість. Вона має велике значення у руйнуванні мінеральної частини ґрунтів, є головним "агентом" процесу підзолоутворення. Тому накопичення фракції ФК-1а на вказаних глибинах є цілком виправдане.

Нерівномірним є розподіл у профілі й інших фракцій фульвокислот. Загалом їхній вміст дещо знижується вниз по профілю. Відзначене деяке збільшення в ілювіальному горизонті фульвокислот, зв'язаних із фракцією ГК-3, що пояснюється накопиченням у цьому горизонті мулу (рис. 5.7).

Вміст гуміну, який відносять до стабільних форм гумусу, коливається у профілі ясно-сірих лісових цілинних ґрунтів від 22,9% до 42,7% від загального Карбону. Максимальним є його вміст в ілювіальному горизонті на глибині 38 – 55 см, що збігається із зниженням суми фульвокислот і збільшенням співвідношення Сгк:Сфк. За показниками гумусового стану, вміст гуміну на цих глибинах характеризується як середній, в іншій частині профілю – низький.

Важливе значення для оцінки фракційно-групового складу гумусу мають показники відношень ГК і ФК у різних фракціях гумусових речовин (табл. 5.5). У ясно-сірих лісових ґрунтах під лісом фракція 1 характеризується стійко вираженою перевагою у ній фульвокислот. Наближеним є вміст гумінових і фульвокислот фракції 3, лише в ілювіальному горизонті співвідношення ГК-3:ФК-3 становить 0,7 – 0,9, що свідчить про переважання фульвокислот. Неоднаковим по профілю є співвідношення гумінових і фульвокислот, зв'язаних з Кальцієм. Так, в елювіальному горизонті переважають фульвокислоти, в іншій частині профілю – гумінові кислоти. Особливо значна відмінність між вмістом гумінових і фульвокислот цієї фракції відзначена в ілювіальному горизонті.

Властивості гумусу кожного типу ґрунтів знаходяться у рівновазі з тими біокліматичними умовами, при яких цей гумус утворився. Але під час сільськогосподарського використання ці умови дещо порушуються [152. – С.147]. Інтенсивний і тривалий сільськогосподарський вплив на ясно-сірі лісові ґрунти суттєво позначився на якісному стані їхнього гумусу. Як зазначає І. Шубіна [209], найсуттєвіші зміни відзначаються у ґрунтах, що знаходяться на найвищій стадії окультурення – стадії окультурених ґрунтів.

Окультурення привело до значного збільшення частки гуміфікованого матеріалу в складі гумусу ясно-сірих лісових ґрунтів. Ступінь гуміфікації в орному й підорному шарах характеризується як дуже високий (42,9 – 44,9%), в ілювіальному елювійованому горизонті – високий (35,7 – 40,0%).

У складі гумусу окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма, на відміну від їхніх цілинних аналогів, різко переважають гумінові кислоти, сума яких становить 35,7 – 44,9% від загального Карбону (рис. 5.6). Помітно знизився вміст фульвокислот в орному шарі ґрунтів (до 24,7 – 30,1%). З глибиною вміст гумінових кислот знижується, а фульвокислот – збільшується, в нижній частині

ілювіального елювіюваного горизонту вміст гумінових і фульвокислот є однаковим і становить 35,7% від загального Карбону.

Відношення $S_{гк}:S_{фк}$ коливається в межах 1,0 – 1,8 і є найвищим в орному шарі ґрунтів (рис. 5.5). Таке співвідношення гумінових і фульвокислот характеризує гумус ясно-сірих лісових ґрунтів як фульватно-гуматний.

Плавний характер кривих розподілу фракцій гумінових кислот у профілі окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів свідчить про майже рівномірний вміст фракцій у генетичних горизонтах (рис. 5.7). Вапнування та внесення гною знижує вміст "вільних" гумінових кислот, що є позитивним, оскільки вони не взаємодіють із лужноземельними основами, що веде до втрати останніх; формують малопотужний гумусовий горизонт [85]. Вміст фракції ГК-1 є дуже низьким і становить 10,1 – 16,6% від суми ГК (табл. 5.5).

У верхніх горизонтах окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів більше як у три рази, порівняно з цілинними аналогами, підвищився вміст гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Розподіл цієї фракції гумінових кислот є майже рівномірним у профілі ґрунтів і коливається в межах 50 – 60% від суми ГК. Вміст фракції ГК-2 характеризується як середній. Не відзначено накопичення гумінових кислот цієї фракції в ілювіальному горизонті.

Майже не змінився під впливом окультурення вміст фракції ГК-3 у верхніх горизонтах ясно-сірих лісових ґрунтів, проте в ілювіальному елювіюваному горизонті вміст цієї фракції збільшився, що, очевидно, пов'язане із посиленням трансформації мінеральної частини ґрунту. Вміст фракції гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами, становить 28,5 – 33,4% від суми ГК та характеризується як високий.

Під впливом окультурення значно змінився розподіл фульвокислот за фракціями. Знизився вміст "агресивної" фракції – 4,5 – 4,8% від загального Карбону в орному шарі. Вниз по профілю вміст цієї фракції збільшується, що свідчить про збільшення рухомості фульвокислот. Вміст фракції ФК-1 є незначним в орному і підорному шарах, а в ілювіальному елювіюваному горизонті не зафіксовано появи фульвокислот цієї фракції. Збільшився вміст фульвокислот, зв'язаних з Кальцієм – 5,6 – 17,9% від загального Карбону, знизився вміст фульвокислот фракції 3. За показниками гумусового стану вміст гуміну у профілі ясно-сірих лісових ґрунтів характеризується як низький і коливається у вузьких межах – 22,8 – 31,4% від загального Карбону (табл. 5.5).

Серед фракцій, зв'язаних з вільними півтораокислами, у всьому профілі переважають фульвокислоти, про що свідчить відношення ГК-1:ФК-1+1а, яке є нижчим одиниці. Гумінові кислоти другої фракції переважають над фульвокислотами цієї фракції, особливо різка відмінність між ними відзначена у верхньому 10-сантиметровому шарі ґрунтів. У 1,5 – 3,2 рази переважає вміст гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами та стійкими півтораокислами, над фульвокислотами цієї фракції.

У сірих лісових ґрунтах гуміфікація органічних решток відбувається в умовах достатньо високої біологічної активності, що пояснюється багатством мікрофлори та сприятливими умовами температури й зволоження протягом літнього сезону. Такі умови сприяють гуміфікації рослинних решток з утворенням переважно гумінових кислот [79]. У сірих лісових ґрунтах під лісом (Малехівське пасмо) ступінь гуміфікації змінюється від середнього (27,1 – 28,0%) до дуже високого (46,1 – 52,3%). Найвищі значення цього показника відзначені в ілювіальному гумусованому горизонті (Ih). У ґрунтах під лісом розкладання органічних решток відбувається в умовах кислого середовища при високому вологозабезпеченні, що сприяє утворенню під лісовою підстилкою гумусу, в складі якого переважають фульвокислоти (рис. 5.5, 5.6). Тому у верхніх горизонтах цих ґрунтів співвідношення Сгк:Сфк коливається в межах 0,7 – 1,0, що характеризує тип гумусу як гуматно-фульватний. З глибини 40 см тип гумусу змінюється на фульватно-гуматний, в нижній частині горизонту Ih – гуматний (Сгк:Сфк – 2,5 – 2,6). У перехідному до породи горизонті знижується у складі гумусу частка гумінових кислот, співвідношення Сгк:Сфк становить 1,0 – 1,3, і тип гумусу характеризується як фульватно-гуматний (табл. 5.5, рис. 5.5). Така різка диференціація величин вмісту гумінових і фульвокислот характерна для сірих лісових ґрунтів, на чому неодноразово наголошували дослідники гумусу [79; 151; 152].

Дуже нерівномірним є розподіл за фракціями гумінових і фульвокислот у профілі цілинних сірих лісових ґрунтів (рис. 5.7). Так, вміст бурих гумінових кислот є високим (70,7 – 72,5% від суми ГК) у верхній частині профілю і дуже низьким (3,0 – 17,5% від суми ГК) з глибини 50 см. Ця фракція гумінових кислот стійка до розчинення у воді, тому нагромаджується у верхніх горизонтах ґрунтів, надаючи їм сірого забарвлення.

Простежується протилежний характер розподілу гумінових кислот фракції 2 у профілі сірих лісових ґрунтів під лісом. Вміст цієї фракції

гумінових кислот є низьким, або його немає у верхніх горизонтах ґрунтів, що зумовлено незначною мінералізацією Кальцію. Частина гумінових кислот, неповно насичених Кальцієм, проявляє підвищену розчинність у воді та мігрує вниз по профілю, нагромаджуючись у ілювіальному горизонті. Вміст ГК-2 дуже низький у верхніх горизонтах досліджуваних ґрунтів (0 – 18,8% від суми ГК), високий у середній частині профілю (60,8 – 70,0% від суми ГК) та середній і високий в горизонті IP (50,0 – 62,3% від суми ГК) (табл. 5.5).

За показниками гумусового стану вміст міцно зв'язаних гумінових кислот у профілі сірих лісових ґрунтів під лісом є високим і коливається в межах профілю від 21,7% до 37,5% від суми ГК. Окреслюється тенденція до збільшення вмісту цієї фракції з глибиною (рис. 5.7).

Найбільшим вмістом серед фульвокислот відзначається фракція ФК-2, зв'язана з ГК-2. У верхніх горизонтах ґрунтів під лісом фульвокислоти цієї фракції різко переважають над гуміновими кислотами, тому співвідношення ГК-2:ФК-2 наближається до нуля. В ілювіальному горизонті величини цього співвідношення сягають 1,9 – 5,3, що свідчить про різку перевагу гумінових кислот над фульвокислотами фракції 2.

У ґрунтах під лісом серед фульвокислот значне місце займає фракція ФК-1а. Її вміст дещо знижується в ілювіальному горизонті. Верхній 30-сантиметровий шар ґрунтів має високий вміст фракції ФК-1, унаслідок збагачення верхніх горизонтів ґрунтів кислими продуктами розкладання лісової підстилки. Загалом фульвокислоти фракції 1 і 1а переважають над фракцією ГК-1, особливо це помітно в ілювіальному горизонті, що підтверджує співвідношення ГК-1:ФК-1+1а (табл. 5.5).

Фульвокислоти фракції 3 виявлені в профілі досліджуваних ґрунтів тільки у верхніх горизонтах. Вміст гумінових кислот значно переважає над вмістом фульвокислот фракції 3 і співвідношення ГК-3:ФК-3 становить 1,0 – 5,0.

За показниками гумусового стану вміст гуміну в профілі досліджуваних сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма низький і коливається в межах 24,2 – 38,2% від загального Карбону. Відзначене деяке його збільшення у перехідному до породи горизонті, де вміст гуміну становить 44,0 – 44,9% і характеризується як середній.

Унаслідок сільськогосподарського освоєння сірих лісових ґрунтів зменшилася диференціація ґрунтового профілю за показниками гумусового стану. Відбувається "вирівнювання" вмісту груп і фракцій гумусу в профілі орних ґрунтів. Паралельно зі ступенем окультурення сірих лісових ґрунтів у складі органічної речовини зростає величина

гумінових кислот, а отже, і величина ступеня гуміфікації. Так, по всьому профілю орних сірих лісових ґрунтів величини цього показника є дуже високими – 41,2 – 50,0%, і лише в нижній частині горизонту Р(н) цей показник характеризується як високий (37,5%). Змінилося співвідношення Сгк:Сфк у верхніх горизонтах ґрунтів: знизився вміст фульвокислот і збільшився гумінових, як наслідок, – переважання по всьому профілю досліджуваних ґрунтів фульватно-гуматного типу гумусу (рис. 5.5).

Окультурення сірих лісових ґрунтів привело до збільшення в складі гумусу фракції гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм і зменшення фракції "вільних" гумінових кислот. Причиною цього Н.Е. Орлова [128] вважає перегрупування в складі гумінових кислот, тобто фізико-хімічний процес зв'язування найбільш оптично щільних гумінових кислот з фракції 1 Кальцієм і перехід їх у фракцію 2. Вміст гумінових кислот фракції 1 низький (22,9 – 26,1% від суми ГК) в орному шарі і дуже низький (3,6 – 17,4% від суми ГК) у нижніх горизонтах сірих лісових ґрунтів на ріллі. Як зазначають Б.П. Ахтирцев та А.С. Щетиніна [16], вміст рухомих гумінових кислот є одним із показників інтенсивності гумусоутворення. Отже, порівняно з лісовими ґрунтами, інтенсивність гумусоутворення у досліджуваних освоєних ґрунтах знижується у поверхневому шарі. Після внесення органічних добрив та вапнування ґрунтів різко збільшився в гумусовому горизонті вміст фракції гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Проте найбільший вміст цієї фракції, як і в ґрунтах під лісом, відзначений у середній частині профілю – 65,9 – 74,9% від суми ГК, що за показниками гумусового стану характеризує його як високий, а в іншій частині профілю – середній.

У ґрунтах під лісом та на ріллі вміст гумінових кислот, міцно зв'язаних з мінеральною частиною ґрунтів, майже не відрізняється. Відзначене незначне збільшення фракції ГК-3 у верхніх горизонтах освоєних ґрунтів. Вміст цієї фракції становить 21,4 – 41,6% від суми ГК і характеризується як високий.

У досліджуваних сірих лісових ґрунтах на ріллі менш помітна й диференціація фракцій фульвокислот по профілю. Майже в два рази знизився вміст "агресивної" фракції. Відзначена тенденція до збільшення вмісту цієї фракції з глибиною. Знизився у верхніх горизонтах і вміст фракції ФК-1. Співвідношення гумінових і фульвокислот фракції 1 майже не змінилося, його значення зменшуються вниз по профілю,

що свідчить про зниження з глибиною частки "вільних" гумінових кислот та збільшення фульвокислот цієї фракції.

Знизився вміст ФК-2, проте відношення гумінових до фульвокислот цієї фракції значно зросло по всьому профілю й коливається від 1,5 до 5,2, досягаючи максимуму в середній частині профілю (рис. 5.7). Відзначено накопичення по всьому профілю вмісту фульвокислот фракції 3, величина якої у верхніх горизонтах наближається до вмісту ГК-3.

Вміст гуміну в сірих лісових ґрунтах на ріллі сягає 20,7 – 29,5% в гумусовому горизонті та збільшується до 34,1% в ілювіальному гумусованому горизонті. За показниками гумусового стану вміст гуміну в досліджуваних ґрунтах характеризується як низький.

Темно-сірі опідзолені ґрунти за складом гумусу наближаються до чорноземних завдяки переважанню гумінових кислот, тому вони мають більш широке відношення Сгк:Сфк у гумусовому горизонті [14. – С.95; 16. – С.104].

Тип гумусу по всьому профілю досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма характеризується як гуматний, співвідношення Сгк:Сфк коливається від 2,0 до 3,3 і є найбільшим (2,9 – 3,3) у горизонті НІ та верхній частині Іh, на глибині 47 – 90 см. Нижче вказаної глибини частка гумінових кислот знижується. Відзначене різке переважання гумінових кислот над фульвокислотами (рис. 5.6), збільшення суми гумінових кислот у горизонті НІ. По профілю ґрунтів вміст гумінових кислот коливається в межах 33,3 – 64,9% від загального Карбону, фульвокислот – 14,4 – 24,2% від загального Карбону. Вміст фульвокислот знижується з глибиною.

Ступінь гуміфікації органічної речовини є дуже високим у всьому профілі (більше 40% від загального Карбону), за винятком нижньої частини гумусового профілю, де за показниками гумусового стану він характеризується як високий (33,3 – 35,7%) (табл. 5.5).

Серед гумінових кислот різко переважає фракція гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Зберігається властивість гумінових кислот цієї фракції накопичуватись у середній частині профілю (рис. 5.7). Так, вміст фракції ГК-2 в орному шарі темно-сірих опідзолених ґрунтів коливається від 45,9% до 56,2% від суми ГК і характеризується як середній, нижче по профілю – 80,0 – 82,7% від суми ГК (дуже високий) і з глибини 90 см – 66,8 – 70,8% від суми ГК (високий).

Значно нижчим є вміст фракції гумінових кислот, зв'язаних із стійкими півтораокислами та глинистими мінералами. В орному шарі та на глибині 60 – 66 см вміст фракції ГК-3 становить 24,6 – 28,1% від

суми ГК, що за показниками гумусового стану характеризує його як високий. Низьким є вміст цієї фракції в середній частині профілю (8,6 – 10,0% від суми ГК), середнім – в ілювіальному гумусованому горизонті та в породі (14,3 – 20,1% від суми ГК).

Найнижчим вмістом характеризується фракція ГК-1. По всьому профілю вміст цієї фракції характеризується як дуже низький – 4,8 – 19,2% від суми ГК і лише в шарі 10 – 31 см – низький (23,4 – 26,0% від суми ГК).

У верхньому горизонті темно-сірих опідзолених ґрунтів Смерківського пасма серед фульвокислот переважає фракція 2. До глибини 66 см її вміст становить 6,3 – 11,4% від загального Карбону, в ілювіальному гумусованому горизонті вміст цієї фракції зменшується. У породі вміст фракції ФК-2 становить 6,7 – 7,1%. Значне місце у розподілі фульвокислот належить ФК-1а, вміст якої збільшується вниз по профілю, що є свідченням рухомості цієї фракції. Знижується з глибиною вміст фракцій ФК-1 та ФК-3, розподіл яких є майже однаковим у межах профілю темно-сірих опідзолених ґрунтів.

По всьому профілю, за винятком орного шару, фульвокислоти першої фракції переважають гумінові кислоти цієї фракції. Різко переважають гумінові кислоти фульвокислоти другої фракції, особливо у верхній частині горизонту Іh, де співвідношення ГК-2:ФК-2 становить 16,0 – 17,0. Це свідчить про те, що міграційноздатна фракція 2 гумусу темно-сірих опідзолених ґрунтів складається значною мірою з чорних гумінових кислот, а фульвокислот у цій фракції в кілька разів менше. По всьому профілю переважає фракція 3 гумінових кислот над фульвокислотами. На глибині 60 – 90 см співвідношення ГК-3:ФК-3 становить 3,0 – 5,9.

За показниками гумусового стану, вміст гуміну в профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів є низьким – 12,9 – 37,4% від загального Карбону, з глибини 90 см – середнім (46,5 – 51,3%).

Потужність гумусового горизонту чорноземів визначається глибиною поширення основної маси кореневих систем степових трав, а остання – глибиною регулярного промочування ґрунтів. Чорноземи характеризуються найвищим ступенем гуміфікації та родючості. Гумус чорноземів під степовим фітоценозом мінералізується не з постійною швидкістю в часі, а ритмічно, у тісному зв'язку з ритмом життя степових трав. Як вважають В.В. Пономарьова і Т.О. Плотнікова [152. – С.119], в утворенні чорноземів значна, а може, і визначальна, роль належить прижиттєвим виділенням кореневим виділенням степових трав. С.А. Сам-

цевич (1968) вважає, що кореневі виділення є одним із основних джерел активної форми перегною.

У північних, більш зволжених, підтипах чорноземів, якими є чорноземи опідзолені, процеси мінералізації відстають від гуміфікації, тому частина гумусових речовин мігрує в ґрунтовому профілі в стані недонасичення Кальцієм.

У гумусових горизонтах всіх підтипів чорноземів відзначений високий вміст гумінових кислот – понад 40 – 50%, більш широке співвідношення Сгк:Сфк – 1,5 – 2,7 [152. – С.120].

Чорноземи опідзолені утворилися під вторинними післястеповими дібровами паркового типу. Властивості ґрунтів під такими дібровами визначають, в основному, щільним трав'яним покривом, вплив якого як ґрунтоутворювача майже повністю перекриває вплив слабо представленого лісового компонента.

Досліджувані чорноземи опідзолені Дмитровицького пасма характеризуються гуматним типом гумусу. По всьому профілю ґрунтів співвідношення Сгк:Сфк є вищим 2,0. З глибини 50 см воно збільшується до 4,5 – 5,0, у породі вміст гумінових кислот переважає над фульвокислотами більш як у 3 рази (рис. 5.5). Ґрунти характеризуються дуже високим ступенем гуміфікації (більше 54,9%).

Серед усіх груп гумусу досліджуваних чорноземів опідзолених глеюватих різко переважають гумінові кислоти – 51,5 – 72,2% від загального Карбону. Вміст гумінових кислот, як і глибина гуміфікації, збільшується у перехідних горизонтах. Вміст фульвокислот знижується до породи і коливається в межах профілю від 14,3 до 23,7% від загального Карбону (рис. 5.6).

Серед гумінових кислот переважає фракція, зв'язана з Кальцієм. Її вміст збільшується у перехідних горизонтах і коливається в межах профілю від 60,4% до 80,6% від суми ГК. Як і в сірих лісових ґрунтах, зберігається тенденція до накопичення цієї фракції в середній частині профілю (рис. 5.7). За показниками гумусового стану вміст гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм характеризується як високий (60 – 80% від суми гумінових кислот), а на глибинах 50 – 60 см і 76 – 85 см – дуже високий (більше 80% від суми гумінових кислот).

У досліджуваних чорноземах опідзолених вміст гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами в орному, підорному шарах і у породі, є високим – більше 21,3 – 26,7% від суми ГК, у перехідних до породи горизонтах – середнім (15,5 – 19,3% від суми ГК).

Найнижчим вмістом серед гумінових кислот характеризується фракція, зв'язана з півтораокислами – 2,4 – 13,3% від суми ГК, що характеризує її вміст як низький.

Відзначений подібний розподіл різних фракцій фульвокислот у профілі чорноземів опідзолених. Вміст фракцій знижується з глибиною, за винятком "агресивної" фракції, вміст якої з глибиною зростає (рис. 5.7). Наявність фракції ФК-1а свідчить про те, що, незважаючи на переважання в чорноземах опідзолених дернового процесу, присутній і підзолистий процес ґрунтоутворення: переважають фульвокислоти першої фракції над гуміновими кислотами тієї ж фракції.

У другій фракції гумінові кислоти значно переважають над фульвокислотами, що особливо помітно у перехідних горизонтах, де співвідношення ГК-2:ФК-2 сягає 11,5 – 31,8. У третій фракції теж переважають гумінові кислоти (у 2,0 – 6,9 разів).

Вміст гуміну в досліджуваних чорноземах опідзолених є дуже низьким по всьому профілю ґрунтів – 13,5 – 28,9% від загального Карбону. Дещо збільшується його вміст у нижній частині гумусового профілю.

Таким чином, за показниками гумусового стану цілині ясно-сірі лісові ґрунти характеризуються гуматно-фульватним типом гумусу, високим і середнім ступенем гуміфікації, низьким вмістом "вільних" гумінових кислот, низьким у верхньому і середнім в ілювіальному горизонті вмістом гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм, високим вмістом гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами, низьким і середнім вмістом гуміну. Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів позитивно вплинуло на їхній гумусовий стан. Тип гумусу змінився на фульватно-гуматний, ступінь гуміфікації – високий і дуже високий, вміст фракції ГК-1 – дуже низький, ГК-2 – середній. Вміст фракції ГК-3 характеризується як високий, гуміну – низький. Не відзначено накопичення фракцій гумінових кислот у середній частині профілю.

Профіль цілинних сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма характеризується значною диференціацією показників якісного складу гумусу. Ці ґрунти відзначаються середнім і дуже високим ступенем гуміфікації, гуматно-фульватним і гуматним типом гумусу, дуже низьким і високим вмістом фракції ГК-1, низьким і високим вмістом фракції ГК-2, високим – фракції ГК-3, низьким і середнім вмістом гуміну. В ілювіальному горизонті збільшується ступінь гуміфікації, зростає співвідношення Сгк:Сфк, збільшується вміст фракції ГК-2, зменшується – ГК-3. Сільськогосподарське освоєння сірих лісових ґрунтів призвело до зниження вмісту фракції ГК-1 (дуже низький і

низький) і ГК-1 (дуже низький і низький), збільшення ступеня гуміфікації (дуже високий), розширення співвідношення Сгк:Сфк (фульватно-гуматний тип гумусу).

Темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма і чорноземи опідзолені глеюваті Дмитровицького пасма характеризуються гуматним типом гумусу, дуже високим ступенем гуміфікації. У темно-сірих опідзолених ґрунтах вміст фракції ГК-2 середній і дуже високий, фракції ГК-3 – низький і високий, ГК-1 – низький і дуже низький, вміст гуміну – низький і середній. Чорноземи опідзолені відзначаються високим і дуже високим вмістом фракції ГК-2, середнім і високим вмістом фракції ГК-3, низьким – ГК-1, вміст гуміну – дуже низький.

5.3.1. Оптична щільність гумусових кислот. Гумусові речовини, виділені з різних ґрунтів або навіть з різних генетичних горизонтів одного ґрунту, мають неоднакове забарвлення, що є наслідком різних умов поглинання світлових хвиль. Згідно з сучасними уявленнями, колір гумусових кислот і відповідно характер їхніх електронних спектрів, зумовлені розвинутою системою подвійних Карбон-Карбонових зв'язків. У таких ланцюгах одинарні Карбон-Карбонові зв'язки чергуються із подвійними. Частина ланцюга в молекулах гумусових кислот являє собою циклічні системи, частина – аліфатичні ланцюги чи мостики, що зв'язують циклічні структури [121. – С.228].

Кількісні вимірювання забарвлення гумінових речовин вперше були виконані ще 70 – 80 років тому, але при вирішенні ґрунтознавчих проблем спектрофотометричні вимірювання виявились ефективними тільки після опублікування праць М.М. Конової та Н.П. Бельчикової, котрі встановили закономірності зміни коефіцієнтів екстинції гумінових кислот у зонально-генетичному аспекті [21; 82]. Значний внесок у вивчення оптичних властивостей гумусових кислот зробили японські дослідники К. Кумада, О. Сато, С. Куватсука, К. Теутсукі [215; 216].

Вимірювання оптичної щільності гумінових кислот стало одним із важливих заходів при ґрунтово-генетичних дослідженнях. Проте недостатньо уваги приділялося провінційним особливостям гумусових кислот і варіюванню їхніх оптичних властивостей у межах ґрунтового профілю [117; 142]. Важливим завданням є також вивчення зміни оптичних властивостей гумусових кислот при сільськогосподарському освоєнні ґрунтів.

Оптична щільність гумусових речовин характеризує співвідношення між молекулами ароматичних і аліфатичних структур, ступінь конденсованості ароматичного ядра гумусових речовин, відображає

грунтового-кліматичні умови гумусоутворення і свідчить про такі властивості гумусових речовин, як гідрофільність, рухомість, схильність до утворення комплексних сполук цих речовин [81. – С.29].

Дослідженню оптичної щільності гумусових кислот опідзолених ґрунтів присвячені роботи М.М. Конової [79], Т.О. Плотнікової [142], Н.П. Бельчикової [82], В.В. Пономарьової і Т.О. Плотнікової [152], О.С. Багнавця [19], Є.А. Хлестакової [194], Д.Ф. Соколова і Т.Н. Судніциної [182] та інших дослідників. Є.А. Хлестакова досліджувала вплив окультурення на зміну оптичної щільності гумусових кислот. Вона зазначає, що при оранці ґрунту відбуваються суттєві зміни в будові гумусових з'єднань, зокрема молекули гумінових речовин 1 і 3 фракцій збагачуються ароматичними компонентами, що приводить до збільшення величини оптичної щільності гумінових кислот. Оптична щільність гумусових сполук є показником, що характеризує приналежність ґрунту до біо- чи агроценозів [194].

Визначення величин оптичної щільності гумінових кислот проводилось у витяжці 2 (0,1 н NaOH після декальцинації) в широкому діапазоні хвиль у видимій частині спектра [79; 82], без попереднього вирівнювання гумінових розчинів за вмістом Карбону. Оптичну щільність гумінових кислот 1 і 3 фракцій визначали при довжині хвиль 430 нм (за рекомендацією В. Пономарьової і Т. Плотнікової [146; 152]), а також при 465 нм і 665 нм (для обчислення коефіцієнта забарвлення). Результати досліджень виражали як показник $E_{гк}$, мг/мл (коефіцієнт оптичної щільності чи коефіцієнт екстинції), який отримували шляхом арифметичного ділення величин оптичної щільності на вміст у розчині Карбону гумінових кислот у мг/мл, враховуючи товщину шару пропускання і розведення розчину. Коефіцієнт оптичної щільності при концентрації гумінових кислот 0,01 мг/мл ($E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$) визначали під час перерахунку за формулою Бугера-Бера [126].

Ми не вивчали оптичні властивості фульвокислот опідзолених ґрунтів, оскільки на сьогодні остаточно ще не з'ясована природа цих речовин і не розроблено градації, за якою можна було б оцінити показники оптичної щільності цієї групи гумусових кислот. Оптична щільність кислоторозчинної фракції характеризує не стільки власне фульвокислоти, скільки їхній відносний вміст у суміші кислоторозчинних сполук. Тому для характеристики фульвокислот визначення коефіцієнтів екстинції в кислоторозчинних фракціях недоцільне [117; 126]. Д. Орлов подає такі середні значення E-величин гумусових

кислот при концентрації речовини 0,01 мг/мл, товщині кювети 1 см і довжині хвилі 465 нм: для гумінових кислот сірих лісових ґрунтів – 0,076 – 0,107, чорноземів – 0,113; для фульвокислот – 0,013 – 0,015 [117. – С. 181].

Дослідженнями М.М. Конової встановлено, що найбільший інтерес мають дані з визначення оптичної щільності гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм (0,1 н NaOH витяжка після декальцинації). Гумінові кислоти цієї фракції є найбільш оптично щільними, порівняно з іншими фракціями гумінових кислот опідзолених ґрунтів. Величина оптичної щільності гумінових кислот фракції 1+2 залежить не тільки від оптичної щільності складових її компонентів, тобто гумінових кислот фракцій 1 і 2, але і від співвідношення між ними [144. – С.128]. Очевидно, що величина оптичної щільності фракції ГК-1+2 є заниженою, порівняно із оптичною щільністю власне фракції гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм, оскільки 0,1 н NaOH витяжка після декальцинації містить і ГК-1, які характеризуються низькою оптичною щільністю.

Важливим є порівняльне співставлення величин оптичної щільності гумусових речовин всього ґрунтового профілю у вигляді профільної кривої. Такий спосіб особливо бажаний для введення у практику ґрунтово-аналітичних робіт при географо-генетичних ґрунтових дослідженнях.

Як видно з рисунка 5.8 і таблиці 5.6, коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот 0,1 н NaOH-витяжки після декальцинації ясносірих лісових ґрунтів під лісом (Куликівське пасмо) є найвищими у всьому профілі і коливаються від 6,3 до 9,2 (при довжині хвилі 430 нм). У ілювіальному горизонті відзначене збільшення оптичної щільності гумінових кислот фракції 1+2, що корелює із збільшенням в цьому горизонті фракції ГК-2. Величини коефіцієнтів оптичної щільності фракції ГК-1 знижуються вниз по профілю від 7,3 до 1,4, фракції ГК-3 – збільшуються з глибиною від 3,7 до 7,0.

Зниження оптичної щільності вільних гумінових кислот в ілювіальному горизонті свідчить, очевидно, про незначну рухомість цих кислот у профілі ґрунтів. Вниз по профілю рухаються менш "зрілі" гумінові кислоти чи продукти їхньої деструкції (бічні ланцюги), які відзначаються нижчою оптичною щільністю. Збільшення в ілювіальному горизонті оптичної щільності фракції ГК-3 пояснюється ліпшою, порівняно з гумусовим горизонтом, структурованістю молекул гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами.

Таблиця 5.6

Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот ($E_{ГК}$, мг/мл) ґрунтів при різних довжинах хвиль

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Вміст Саг, %	Фракції гумінових кислот / довжини хвиль, нм													
			ГК-1			ГК-1+2								ГК-3		
			E_{665}	E_{465}	E_{430}	E_{726}	E_{665}	E_{619}	E_{574}	E_{533}	E_{496}	E_{465}	E_{430}	E_{665}	E_{465}	E_{430}
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)																
H_0	0-2	– Лісова підстилка														
HE	2-11	1,13	1,0	5,2	7,3	0,4	0,9	1,6	2,1	2,7	3,8	5,0	6,5	0,8	3,1	3,8
Eh	11-21	0,57	1,0	5,0	6,7	0,8	1,4	2,3	2,8	3,6	4,8	6,2	7,8	0,7	2,8	3,7
EIh	21-28	0,64	0,9	4,7	6,4	0,6	1,1	1,8	2,3	2,9	3,8	5,1	6,3	0,8	3,0	3,9
Ie	28-38	0,41	0,9	4,6	4,8	0,8	1,4	2,4	3,0	3,8	5,1	6,5	7,9	1,0	3,8	5,0
	38-45	0,35	0,4	2,2	2,0	0,6	1,2	1,9	2,5	3,1	4,2	5,3	6,4	1,3	4,7	5,9
I	45-55	0,28	0,2	1,1	1,4	0,7	1,6	2,7	3,4	4,3	5,8	7,4	9,2	1,5	5,7	7,0
	55-65	0,26	0,3	1,4	2,0	0,8	1,6	2,5	3,4	4,1	5,8	7,3	8,9	1,3	5,1	6,4
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти на лесоподібних суглинках (переліг)																
HE+E(h) орн.	0-10	0,89	0,8	4,9	7,0	1,9	3,1	4,4	5,6	7,0	8,9	11,1	13,6	1,5	5,0	6,4
	10-20	0,83	0,6	3,5	5,5	2,6	4,2	5,9	7,6	9,5	12,0	14,9	18,2	1,3	4,6	5,7
HE+E(h) п/орн.	20-31	0,35	0,2	1,1	1,5	2,1	3,7	5,3	6,8	8,5	10,8	13,2	15,9	3,1	10,2	12,2
Ie	31-40	0,35	0,2	1,1	1,6	1,4	2,7	3,9	5,0	6,3	8,2	10,0	12,1	2,4	7,7	9,2
	40-49	0,28	0,2	1,2	2,4	1,1	2,3	3,4	4,4	5,4	4,3	9,0	10,9	2,6	8,4	10,5
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)																
H_0	0-3	– Лісова підстилка														
He	3-10	1,61	1,4	6,7	9,0	0,9	2,0	3,2	4,0	6,7	6,7	7,9	10,6	0,9	5,9	7,5
	10-20	1,21	1,8	7,4	9,5	0,8	2,3	3,6	4,5	7,6	8,6	9,6	12,5	1,0	5,1	6,7
HE	20-29	0,80	1,8	7,2	9,3	1,4	2,3	4,4	5,8	8,4	9,2	9,5	12,9	1,0	5,7	6,3

Продовження табл. 5.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
leh	29-40	0,59	1,7	7,1	9,3	2,5	4,5	6,8	9,5	11,7	13,8	16,2	19,3	1,2	5,8	8,2
	40-50	0,60	1,4	5,6	7,5	2,2	3,7	5,9	7,4	10,1	11,6	15,0	18,1	1,8	8,1	8,9
	50-56	0,60	0,7	4,0	5,7	3,2	5,0	8,0	10,6	13,2	16,0	19,9	22,6	2,6	10,4	11,8
leh	29-40	0,59	1,7	7,1	9,3	2,5	4,5	6,8	9,5	11,7	13,8	16,2	19,3	1,2	5,8	8,2
	40-50	0,60	1,4	5,6	7,5	2,2	3,7	5,9	7,4	10,1	11,6	15,0	18,1	1,8	8,1	8,9
	50-56	0,60	0,7	4,0	5,7	3,2	5,0	8,0	10,6	13,2	16,0	19,9	22,6	2,6	10,4	11,8
lh	56-70	0,73	0,4	2,3	4,9	3,8	6,0	8,6	11,0	13,6	16,4	20,5	23,9	1,8	8,0	10,4
	70-80	0,66	0,3	1,0	3,0	4,1	6,4	9,6	12,8	16,0	18,6	25,0	26,8	2,6	12,0	13,0
	80-90	0,65	0,5	2,3	4,8	2,4	4,3	6,3	7,4	10,2	11,9	14,4	17,2	2,2	9,4	11,8
	90-101	0,44	0,4	1,0	3,4	1,9	3,4	5,0	6,3	8,3	9,7	14,6	13,5	2,5	10,8	12,5
IP(h)	101-110	0,34	0,4	0,8	2,0	1,8	3,2	5,5	7,4	9,6	10,4	12,8	15,4	2,2	10,2	12,0
	110-120	0,29	0,3	0,6	2,3	1,7	3,4	5,3	6,2	10,2	12,6	13,7	15,9	3,2	13,6	16,8
	120-127	0,25	0,2	0,8	1,7	0,3	3,2	3,6	5,2	5,5	6,9	13,0	9,8	1,2	5,7	5,9
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)																
He орн.	0-10	1,07	0,6	3,2	4,9	2,1	3,4	4,8	6,1	7,3	9,9	12,4	15,4	1,4	5,9	7,9
	10-20	1,12	0,7	3,8	5,9	2,0	3,2	4,4	5,7	6,9	9,3	11,7	14,5	1,5	6,4	8,4
	20-33	1,10	0,6	3,0	4,9	2,2	3,5	4,9	6,3	7,6	10,2	12,9	15,9	1,6	6,7	8,9
HEп/орн	33-40	0,82	0,5	2,4	3,5	2,3	3,7	4,9	6,7	8,0	10,6	13,2	16,2	1,8	6,1	7,8
	40-47	0,82	0,5	2,5	3,6	1,9	3,1	4,3	5,5	6,4	8,6	10,7	13,0	2,0	6,4	8,1
leh	47-60	0,85	0,6	3,0	4,7	2,2	3,6	5,1	6,4	7,5	10,2	12,7	15,4	2,3	7,4	9,7
	60-71	0,60	0,6	2,8	4,5	1,9	3,1	4,3	5,5	6,3	8,7	10,9	13,1	2,4	7,1	9,2
lh	71-83	0,42	0,6	2,5	3,8	1,6	2,9	3,9	5,0	5,4	8,0	10,0	11,9	2,0	6,0	7,3
IP(h)	83-90	0,37	1,0	2,0	3,0	1,4	2,6	3,9	4,9	5,8	8,1	10,3	12,4	2,2	6,4	8,1
	90-100	0,32	0,9	1,8	2,5	1,1	2,3	3,7	4,8	5,3	8,2	10,2	12,2	2,3	6,7	8,0
Темно-сірі опідзолені ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)																
He орн.	0-10	1,13	0,7	3,4	5,8	2,5	4,0	5,6	7,1	9,0	11,4	14,0	17,4	1,9	8,2	13,8

<i>Закінчення табл. 5.6</i>																
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
He орн.	10-20	1,12	0,6	3,0	4,7	2,2	3,6	5,1	6,6	8,4	10,7	13,0	16,2	1,2	5,0	6,5
	20-31	0,93	0,5	2,5	4,3	2,1	3,3	4,8	6,2	7,8	10,0	12,3	15,2	1,1	4,5	5,7
He п/орн.	31-40	0,73	0,4	1,9	2,8	3,9	6,2	8,4	11,0	14,0	17,6	20,9	25,4	2,6	8,4	10,2
	40-47	0,70	0,4	1,9	2,4	4,3	7,0	9,7	12,7	16,1	20,1	24,2	29,2	2,9	9,6	11,8
Hl	47-60	0,54	0,3	1,6	2,1	3,1	5,7	7,1	9,4	11,8	15,0	20,0	24,6	2,1	6,9	8,4
	60-66	0,46	0,3	1,4	1,4	3,4	6,3	8,0	10,4	12,3	16,1	21,6	26,2	2,1	6,5	8,3
Ih	66-80	0,37	0,3	1,4	1,2	1,8	3,8	4,9	6,3	8,7	11,9	13,4	15,0	1,7	5,7	7,1
	80-90	0,37	0,2	0,9	0,7	2,3	3,8	5,2	7,3	9,8	12,8	13,9	17,0	2,1	7,3	9,0
	90-99	0,35	0,2	0,6	0,3	2,8	5,0	6,4	9,5	11,5	15,6	18,5	23,1	1,5	5,3	6,8
Ph(k)gl	99-110	0,28	0,2	0,5	0,2	2,2	4,6	6,3	8,9	10,9	14,6	17,2	21,5	1,1	4,3	5,8
	110-120	0,30	0,2	0,6	0,2	1,7	3,5	5,0	7,0	8,5	11,5	13,9	17,4	0,6	2,4	3,4
Чорноземи опідзолені на лесоподібних суглинках (рілля)																
He орн.	0-10	1,73	0,7	3,3	5,8	3,7	5,6	7,9	10,0	10,7	15,6	19,2	23,1	1,7	5,6	7,0
	10-23	1,72	0,8	4,1	7,0	3,4	5,2	7,3	9,2	9,8	14,3	17,6	21,2	1,5	5,6	6,8
He п/орн.	23-30	1,70	0,8	3,8	6,5	3,9	5,9	8,2	10,4	11,1	16,2	19,9	23,9	2,6	8,9	10,9
	30-39	1,54	0,9	4,1	6,4	3,8	5,7	7,9	10,1	10,8	15,7	19,3	23,1	2,4	7,9	9,6
Hrei	39-50	1,21	0,3	1,6	2,1	3,5	5,5	7,3	8,9	9,6	14,3	18,1	22,0	2,1	7,1	8,3
	50-60	1,11	0,3	1,6	2,0	3,7	5,9	8,4	10,6	11,3	16,4	20,3	24,2	2,3	7,9	9,2
	60-70	1,12	0,3	1,5	2,0	3,8	6,0	8,5	10,8	11,6	16,9	20,7	24,7	2,1	7,7	9,1
HP(e)gl	70-76	0,89	0,4	1,7	1,7	3,3	5,2	7,5	9,6	10,5	15,2	18,6	22,2	1,4	5,2	6,3
	76-85	0,79	0,3	1,5	1,7	2,6	4,1	5,8	7,5	8,5	12,1	14,9	17,8	2,0	7,3	8,8
	85-95	0,65	0,3	1,2	1,8	2,2	3,6	5,1	6,6	7,4	10,7	13,1	15,8	1,7	6,3	7,6
Phkgl	95-105	0,56	0,2	1,0	1,7	2,4	3,8	5,9	7,6	8,6	12,4	14,4	18,4	2,5	8,9	10,5
	105-115	0,31	0,2	0,8	1,3	2,0	2,8	4,3	5,1	6,2	9,9	10,9	14,6	1,7	6,5	8,9

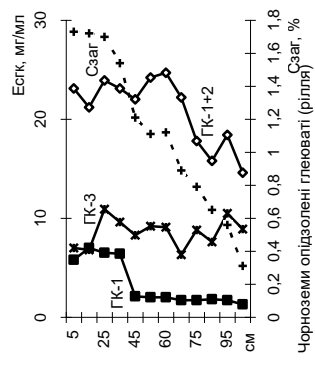
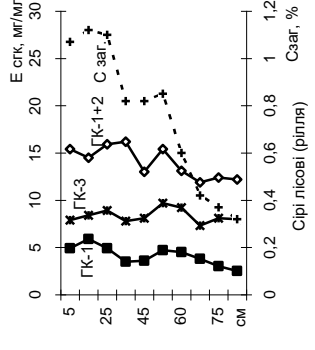
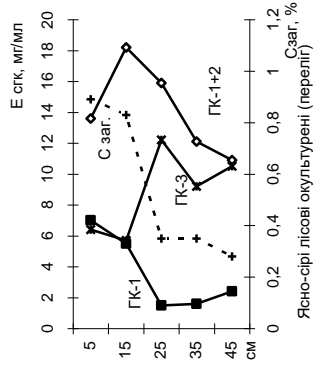
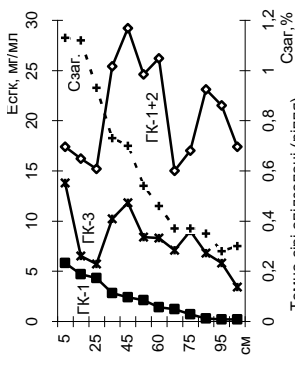
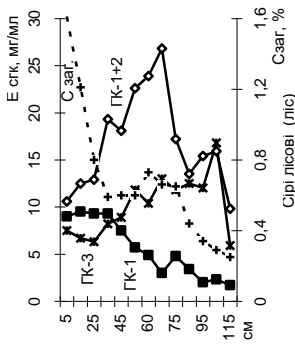
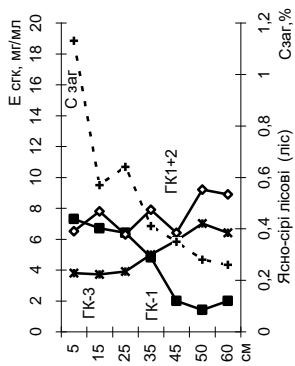


Рис. 5.8. Профільні криві коефіцієнтів оптичної щільності різних фракцій ГК при довжині хвилі 430 нм та розподіл загального Карбону в ґрунтах Пасмового Побужжя

Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів призвело до суттєвої зміни величин коефіцієнтів оптичної щільності гумінових кислот, проте співвідношення цих коефіцієнтів між різними фракціями майже не змінилося (рис. 5.8).

В орному і підорному шарах ясно-сірих лісових ґрунтів різко переважає коефіцієнт екстинції фракції ГК-1+2 над коефіцієнтами екстинції інших фракцій. Так, у межах профілю при довжині хвилі 430 нм його величина коливається від 10,9 до 18,2, що свідчить про збільшення "зрілості" гумінових кислот, ліпшу структурованість їхніх молекул при окультуренні ґрунтів. Збільшилися коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами – 5,7 – 12,2, майже не зазнали змін величини коефіцієнтів екстинції вільних гумінових кислот – 1,5 – 7,0 (табл. 5.6).

Побудовано графіки, на яких відображено залежність величини коефіцієнтів екстинції $E_{с_{ГК1+2}}$ розчину від довжини хвилі в різних генетичних горизонтах досліджуваних ґрунтів. Так, гумінові кислоти ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма відзначаються тим, що у них немає чітко виражених максимумів поглинання у видимій області спектра. Відповідні спектри поглинання виглядають як пологі криві з поступовим зменшенням оптичної щільності від коротших довжин хвиль (430 нм) до довгих (726 нм). В області довгих довжин хвиль величини коефіцієнтів оптичної щільності гумінових кислот з різних горизонтів варіюють у незначних інтервалах, а в синій частині спектра величини $E_{с_{ГК}}$ різних горизонтів значно відрізняються між собою (рис. 5.9).

Суттєво відрізняються спектри поглинання гуматів Натрію ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом і на перелозі. Криві спектрів поглинання ґрунтів під лісом характеризуються меншою крутизною падіння, отже, в цих ґрунтах оптична щільність гумінових кислот є нижчою, ніж в окультурених аналогах. Максимальною оптичною щільністю при всіх довжинах хвиль характеризуються ілювіальні горизонти цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів. В окультурених ґрунтах не відзначено збільшення оптичної щільності в ілювіальних горизонтах. На різних глибинах величини оптичної щільності гуматів Натрію, виділених з окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма, пропорційно зменшуються від коротких хвиль до довгих (монотонний характер електронних спектрів гумінових кислот) (рис. 5.9).

Д. Орлов і Л. Гришина запропонували характеризувати оптичну щільність гумінових кислот при їхній концентрації 0,01 мг/мл, довжині

хвилі 465 нм і товщині кювети 1 см ($E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$) [52; 117. – С.242 – 243].

За цим показником оптична щільність гумінових кислот фракції 1+2 в межах профілю ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом є низькою – 0,05 – 0,07. У таку ж градацію потрапляють гумінові кислоти фракції 3, проте абсолютні значення їхніх коефіцієнтів оптичної щільності є нижчими і становлять 0,03 – 0,06. Оптична щільність вільних гумінових кислот (ГК-1) є низькою (0,05) в шарі 0 – 38 см і дуже низькою (0,01 – 0,02) в ілювіальному горизонті (табл. 5.7).

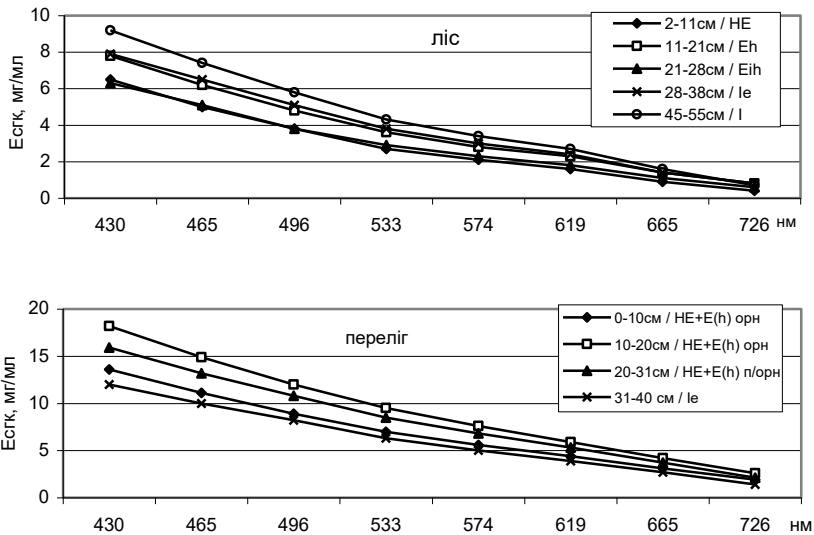


Рис. 5.9. Спектри поглинання гуматів Натрію ясно-сірого лісового ґрунту для різних довжин хвиль (0,1 н NaOH-витяжка)

В окультурених ясно-сірих лісових ґрунтах оптична щільність фракції ГК-1+2 є високою (0,10 – 0,15), і лише на глибині 40 – 49 см вона характеризується як середня і становить 0,09. Збільшилася оптична щільність гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами, – 0,05 (низька) в орному шарі і 0,08 – 0,10 (середня) в іншій частині профілю. Оптична щільність фракції ГК-1 орного шару є низькою (0,04 – 0,05), іншої частини профілю – дуже низькою (0,01) (табл. 5.7).

Для порівняльної характеристики оптичних властивостей гумусових кислот використовують відношення коефіцієнтів екстинції при довжинах

Таблиця 5.7

Коефіцієнт оптичної щільності ($E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$) та коефіцієнт забарвлення ($E_{465}:E_{665}$) фракцій ГК

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Вміст Сзаг, %	ГК-1		ГК-1+2		ГК-3	
			$E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$	$E_{4}:E_{6}$	$E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$	$E_{4}:E_{6}$	$E_{1\text{см},465\text{нм}}^{0,001\%ГК}$	$E_{4}:E_{6}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)								
H ₀	0-2	– Лісова підстилка						
HE	2-11	1,13	0,05	5,2	0,05	5,6	0,03	3,9
Eh	11-21	0,57	0,05	5,0	0,06	4,5	0,03	4,0
E1h	21-28	0,64	0,05	5,2	0,05	4,8	0,03	3,8
le	28-38	0,41	0,05	5,1	0,07	4,6	0,04	3,8
	38-45	0,35	0,02	5,5	0,05	4,3	0,05	3,6
l	45-55	0,28	0,01	5,5	0,07	4,6	0,06	3,8
	55-65	0,26	0,01	4,7	0,07	4,4	0,05	3,9
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти на лесоподібних суглинках (переліг)								
HE+E(h) орн.	0-10	0,89	0,05	6,1	0,11	3,6	0,05	3,3
	10-20	0,83	0,04	5,8	0,15	3,5	0,05	3,5
HE+E(h) п/орн.	20-31	0,35	0,01	5,5	0,13	3,6	0,10	3,3
le	31-40	0,35	0,01	5,5	0,10	3,7	0,08	3,2
	40-49	0,28	0,01	6,0	0,09	4,0	0,08	3,2
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (ліс)								
H ₀	0-3	– Лісова підстилка						
He	3-10	1,61	0,07	4,8	0,08	4,0	0,06	6,6
	10-20	1,21	0,07	4,1	0,10	4,2	0,05	5,1

Продовження табл. 5.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9
HE	20-29	0,80	0,07	4,0	0,10	4,1	0,06	5,7
leh	29-40	0,59	0,07	4,2	0,16	3,6	0,06	4,8
	40-50	0,60	0,06	4,0	0,15	4,1	0,08	4,5
	50-56	0,60	0,04	5,7	0,20	4,0	0,10	4,0
lh	56-70	0,73	0,02	5,8	0,21	3,4	0,08	4,4
	70-80	0,66	0,01	3,3	0,25	3,9	0,12	4,6
	80-90	0,65	0,02	4,6	0,14	3,3	0,09	4,3
	90-101	0,44	0,01	2,5	0,15	4,3	0,11	4,3
IP(h)	101-110	0,34	0,01	2,0	0,13	4,0	0,10	4,6
	110-120	0,29	0,01	2,0	0,14	4,0	0,14	4,3
	120-127	0,25	0,01	4,0	0,13	4,1	0,06	7,2
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)								
He орн.	0-10	1,07	0,03	5,3	0,12	3,7	0,06	4,2
	10-20	1,12	0,04	5,4	0,12	3,7	0,06	4,3
	20-33	1,10	0,03	5,0	0,13	3,7	0,07	4,2
HEп/орн.	33-40	0,82	0,02	4,8	0,13	3,5	0,06	3,4
	40-47	0,82	0,03	5,0	0,11	3,5	0,06	3,2
leh	47-60	0,85	0,03	5,0	0,13	3,5	0,08	3,2
	60-71	0,60	0,03	4,7	0,11	3,6	0,07	3,0
lh	71-83	0,42	0,03	4,2	0,10	3,5	0,06	3,0
IP(h)	83-90	0,37	0,02	2,0	0,10	3,9	0,06	2,9
	90-100	0,32	0,02	2,0	0,10	4,4	0,07	2,9
Темно-сірі опідзолені ґрунти на лесоподібних суглинках (рілля)								
He орн.	0-10	1,13	0,03	4,9	0,14	3,5	0,08	4,3
He орн.	10-20	1,12	0,03	5,0	0,13	3,6	0,05	4,2
	20-31	0,93	0,03	5,0	0,12	3,7	0,05	4,1

Закінчення табл. 5.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9
He п/орн.	31-40	0,73	0,02	4,8	0,21	3,4	0,08	3,2
	40-47	0,70	0,02	4,8	0,24	3,4	0,10	3,3
HI	47-60	0,54	0,02	5,3	0,20	3,5	0,07	3,3
	60-66	0,46	0,01	4,7	0,22	3,4	0,07	3,1
Ih	66-80	0,37	0,01	4,7	0,13	3,5	0,06	3,4
	80-90	0,37	0,01	4,5	0,14	3,7	0,07	3,5
	90-99	0,35	0,01	4,0	0,19	3,7	0,05	3,5
Ph(k)gl	99-110	0,28	0,01	3,0	0,17	3,8	0,04	3,9
	110-120	0,30	0,01	3,0	0,14	4,0	0,02	4,0
Чорноземи опідзолені на лесоподібних суглинках (рілля)								
He орн.	0-10	1,73	0,03	4,7	0,19	3,4	0,06	3,3
	10-23	1,72	0,04	5,1	0,18	3,4	0,06	3,7
He п/орн.	23-30	1,70	0,04	4,8	0,20	3,4	0,09	3,4
	30-39	1,54	0,04	4,6	0,19	3,4	0,08	3,3
Hrei	39-50	1,21	0,02	5,3	0,18	3,3	0,07	3,4
	50-60	1,11	0,02	5,3	0,20	3,5	0,08	3,4
	60-70	1,12	0,02	5,0	0,21	3,5	0,08	3,7
	70-76	0,89	0,02	4,3	0,19	3,6	0,05	3,7
HPi(e)gl	76-85	0,79	0,02	5,0	0,15	3,6	0,07	3,7
	85-95	0,65	0,01	4,0	0,13	3,6	0,06	3,7
	95-105	0,56	0,01	5,0	0,14	3,8	0,09	3,6
PhkgI	105-115	0,31	0,01	4,0	0,11	3,9	0,07	3,8

хвиль 465 і 665 нм (E₄:E₆). Величина відношення E₄:E₆ не залежить від концентрації Карбону в розчині та є характерною величиною для гумінових кислот різних ґрунтів. Чим вужче це відношення, тим більша участь концентрованого ароматичного ядра і відповідно менша – аліфатичних бічних ланцюгів у побудові молекул гумусових речовин [79; 81; 126]. За М. Коновою, величина E₄:E₆ для сірих лісових ґрунтів становить 5,0, для темно-сірих опідзолених ґрунтів – 3,5; для фульвокислот це відношення коливається в межах 6,0 – 8,5 [79. – С.237]. Співвідношення E₄:E₆ є найнижчим у гумінових кислот фракції 3 ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом (Куликівське пасмо) – 3,6 – 4,0. Вищими значеннями цього показника характеризується фракція ГК-1+2 – 4,3 – 5,6. Фракція ГК-1 відзначається найвищими значеннями коефіцієнтів забарвлення – 4,7 – 5,5 у цілинних ясно-сірих лісових ґрунтах і 5,5 – 6,1 в окультурених ґрунтах, що свідчить, очевидно, про генетичну наближеність гумінових кислот цієї фракції до фульвокислот.

Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма спричинило суттєве зниження показника E₄:E₆ гумінових кислот фракції 1+2 – 3,5 – 4,0, дещо знизився коефіцієнт забарвлення фракції ГК-3 – 3,2 – 3,5 (табл. 5.7). Це свідчить про ліпше оструктурування, формування "зрілих" молекул гумінових кислот унаслідок зменшення кількості бічних ланцюгів, збільшення гідрофобності молекул.

Вищими, порівняно з ясно-сірими лісовими ґрунтами, показниками оптичної щільності характеризуються сірі лісові ґрунти. Так, коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот 0,1 н NaOH витяжки після декальцинації по всьому профілю сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма під лісом є найвищими, порівняно з коефіцієнтами оптичної щільності гумінових кислот фракцій ГК-1 і ГК-3. Особливе збільшення оптичної щільності гумінових кислот ГК-1+2 відзначене в ілювіальному горизонті цілинних сірих лісових ґрунтів на глибині 50 – 80 см, де коефіцієнт оптичної щільності гумінових кислот при довжині хвилі 430 нм становить 22,6 – 26,8. Такий розподіл величин оптичної щільності корелює із вмістом у цих горизонтах гумінових кислот фракції 2 та суми гумінових кислот (табл. 5.6).

Високий вміст оптично щільних гумінових кислот у середній частині профілю сірих лісових ґрунтів В.В. Пономарьова пов'язує з сучасним процесом ґрунтоутворення. Вона вважає, що в елювіальних умовах відбувається гідролітичне відщеплення від макромолекул гумінових кислот і винесення вниз по профілю більш лабільних бічних ланцюгів, а на місці залишається найстійкіша фракція гумінових кислот, яка відрізняється високою оптичною

щільністю. Проте питання збільшення оптичної щільності гумінових кислот у середній частині профілю сірих лісових ґрунтів є дискусійним. Нижчі значення коефіцієнтів оптичної щільності гумінових кислот у верхніх горизонтах досліджуваних ґрунтів (10,6 – 19,3) пояснюють новоутворенням гумінових кислот у цих горизонтах під природною рослинністю [142].

Коефіцієнти оптичної щільності вільних гумінових кислот сірих лісових ґрунтів під лісом рівномірно зменшуються вниз по профілю ($E_{430\text{ нм}}$ зменшується від 9,5 до 1,7) (рис. 5.8). Рівномірним є також розподіл гумінових кислот цієї фракції по профілю ґрунтів (табл. 5.6), що можна пояснити меншою рухомістю бурих гумінових кислот, порівняно з чорними гуміновими кислотами. Тому гумінові кислоти фракції ГК-1 нагромаджуються у верхніх горизонтах ґрунтів, і їхній вміст вниз по профілю сірих лісових ґрунтів зменшується. Помітне збільшення в середній частині профілю оптичної щільності гумінових кислот, міцно зв'язаних з глинистими мінералами ($E_{430\text{ нм}} - 10,4 - 13,0$).

Сільськогосподарське освоєння сірих лісових ґрунтів спричинило зміни в кількісному та якісному складі гумусу, а отже, змінились і величини оптичної щільності гумінових кислот. Відзначений більш рівномірний розподіл величин оптичної щільності гумінових кислот у профілі орних ґрунтів, особливо гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Найбільшою є й оптична щільність гумінових кислот фракції ГК-1+2. Величини $E_{\text{ГК}}$ 0,1 н NaOH-витяжки після декальцинації при довжині хвилі 430 нм коливаються в межах 11,9 – 16,2. Збільшення оптичної щільності гумінових кислот верхніх горизонтів сірих лісових ґрунтів на ріллі свідчить про те, що в процесі сільськогосподарського освоєння гумінові кислоти цих ґрунтів стали більш "зрілими", ніж гумінові кислоти цих же горизонтів ґрунтів під лісом. Це є показником збільшення конденсованості ароматичного ядра гумінових кислот окультурених ґрунтів і зменшення вмісту в їхніх молекулах бічних радикалів [142]. Коефіцієнти оптичної щільності гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами змінюються в ґрунтовому профілі в межах 7,3 – 9,7, вільних гумінових кислот – 2,5 – 5,9 (табл. 5.6).

Оптична щільність гумінових кислот фракції ГК-1 сірих лісових ґрунтів під лісом характеризується як низька в гумусових горизонтах та ілювіальному гумусованому ($E_{1\text{ см}, 465\text{ нм}}^{0,001\% \text{ GK}} - 0,04 - 0,07$) і дуже низька (0,01 – 0,02) в нижній частині профілю. У 0,1 н NaOH-витяжці після декальцинації цей показник є високим (0,10 – 0,16) в гумусових гори-

зонтах, верхній частині горизонту Ieh та з глибини 80 – 90 см (0,13 – 0,15) і дуже високим (0,20 – 0,25) на глибині 50 – 80 см. Оптична щільність фракції ГК-3 є низькою в гумусових горизонтах сірих лісових ґрунтів під лісом – 0,05 – 0,06, середньою в середній частині профілю – 0,08 – 0,10, високою в нижній частині профілю ґрунтів – 0,10 – 0,14 (табл. 5.7).

По всьому профілю сільськогосподарсько освоєних ґрунтів оптична щільність гумінових кислот фракції ГК-1+2 є високою (0,10 – 0,13), фракції ГК-3 – низькою (0,06 – 0,08), фракції 1 – дуже низькою (менше 0,04).

Лювіальні горизонти (Ih та Ieh) сірих лісових ґрунтів під лісом характеризуються максимальними значеннями коефіцієнтів оптичної щільності. На глибині 80 – 90 см (Ih) величини коефіцієнтів є дещо нижчими. Найменшими значеннями коефіцієнтів оптичної щільності володіють гумінові кислоти гумусового елювіального горизонту.

Спектри поглинання гуматів Натрію, виділених з декальцинованого ґрунту сірих лісових ґрунтів, на ріллі мають інший характер розподілу по генетичних горизонтах (рис. 5.10).

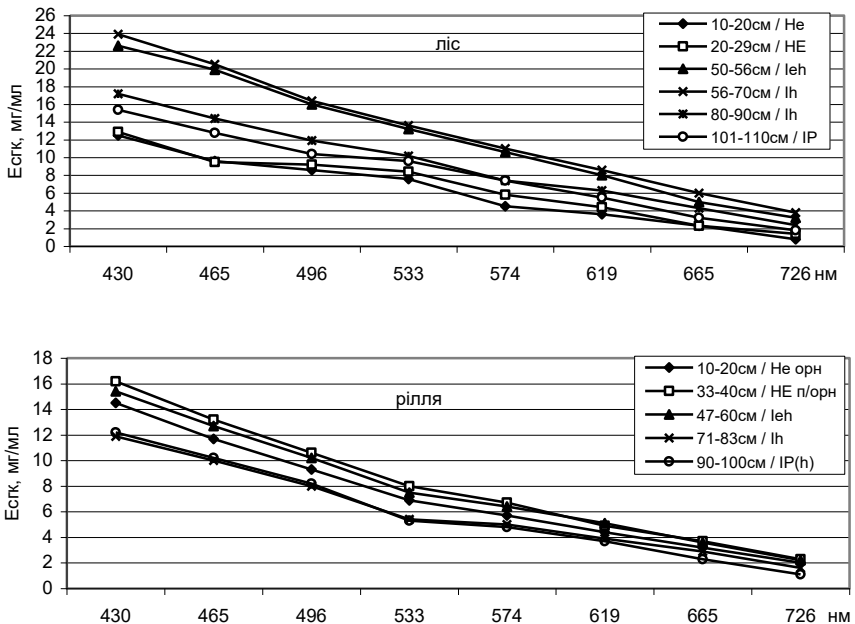


Рис. 5.10. Спектри поглинання гуматів Натрію сірого лісового ґрунту для різних довжин хвиль (0,1 н NaOH-витяжка)

Максимальними значеннями коефіцієнтів оптичної щільності гумінових кислот відзначаються підорний гумусово-елювіальний та ілювіальний елювіований гумусований (Ieh) горизонти. Дещо менші величини оптичної щільності відзначені в орному гумусовому елювіованому горизонті. Найближче до осі довжин хвиль розміщені криві спектрів поглинання гуматів Натрію, виділених з ілювіального гумусованого і перехідного до породи горизонтів.

Найнижчими коефіцієнтами забарвлення характеризуються фракції 1+2 і 3 гумінових кислот сірих лісових ґрунтів на ріллі, в яких показник $E_4:E_6$ коливається відповідно в межах 3,5 – 4,4 і 2,9 – 4,3 та ґрунтів під лісом – 3,3 – 4,3. Вільні гумінові кислоти досліджуваних ґрунтів характеризуються найвищим відношенням $E_4:E_6$. Дещо нижчими величинами цього показника характеризуються гумінові кислоти фракції 3 (табл. 5.7).

Профільний розподіл кривих коефіцієнтів екстинції гумінових кислот темно-сірих опідзолених ґрунтів на ріллі Смереківського пасма нагадує розподіл кривих вищеописаних сірих лісових ґрунтів під лісом (рис. 5.8, 5.11).

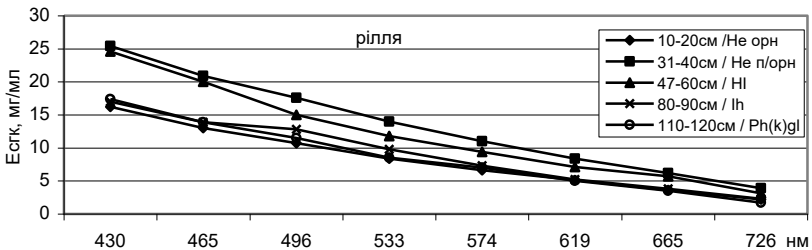


Рис. 5.11 Спектри поглинання гуматів Натрію темно-сірого опідзоленого ґрунту для різних довжин хвиль (0,1 н NaOH-витяжка)

Найвищими коефіцієнтами оптичної щільності характеризується 0,1 н NaOH-витяжка після декальцинації ґрунту. Відзначене суттєве збільшення коефіцієнтів екстинції в підорному шарі та гумусовому ілювіальному горизонті темно-сірих опідзолених ґрунтів – 24,6 – 29,2, що корелює із збільшенням у цих горизонтах гуматів Кальцію та суми гумінових кислот і свідчить про високу оптичну щільність гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. Нижчою оптичною щільністю характеризується фракція ГК-3 ($E_{ГК}$, мг/мл – 3,4 – 13,8), найменшою – фракція гумінових кислот зв'язаних з Кальцієм ($E_{ГК}$, мг/мл – 0,2 – 5,8). Такий

розподіл коефіцієнтів оптичної щільності різних фракцій гумінових кислот у межах профілю збігається з результатами фракційного аналізу гумусу (табл. 5.5, 5.6).

Характер електронних спектрів фракції ГК-1+2 не є монотонним, особливо при коротких хвилях. Це, очевидно, можна пояснити наявністю в гумінах певних пігментів або бічних ланцюгів гумінових кислот, що неоднаково поглинають світло при різних довжинах хвиль. З рисунку 5.11 видно, що найвищою оптичною щільністю характеризується гумусовий ілювіальний горизонт та підорний шар темно-сірих опідзолених ґрунтів, найнижчою – орний шар і горизонт Ph(k)gl.

За показниками гумусового стану фракція ГК-1+2 темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма характеризується дуже високою оптичною щільністю в підорному шарі та гумусовому ілювіальному горизонті – 0,20 – 0,24, і високою в іншій частині профілю – 0,12 – 0,19. Фракція ГК-3 – низька і середня (0,05 – 0,10) в орному й підорному шарах, в іншій частині профілю – низька (0,04 – 0,07) і лише на глибині 110 – 120 см – дуже низька (0,02). Найнижчою оптичною щільністю характеризується фракція ГК-1 – 0,01 – 0,03 (дуже низька) (табл. 5.7).

Відношення $E_4:E_6$ є найнижчим у підорному шарі та в горизонті НІ гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами і стійкими півтораокислами (3,1 – 3,3). В орному шарі коефіцієнт забарвлення ГК цієї фракції є дещо вищим – 4,1 – 4,3. Низькими значеннями коефіцієнта забарвлення характеризується і фракція ГК-1+2. Зниження співвідношення $E_4:E_6$ на глибині 31 – 66 см свідчить про збільшення ароматизованості ядра гумінових кислот, що корелює із збільшенням оптичної щільності гумінових кислот при різних довжинах хвиль, і є характерним для типу сірих лісових ґрунтів. Коефіцієнт забарвлення фракції ГК-1 досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів, як і ясно-сірих і сірих лісових, є високим і коливається в межах 3,0 (у нижніх горизонтах) до 5,3 (табл. 5.7).

Гумус чорноземів опідзолених має найвищу оптичну щільність завдяки переважанню у його складі чорних гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм, які відзначаються високою оптичною щільністю. Висока щільність є показником значної конденсації ароматичного ядра гумінових кислот і незначного вмісту в їхніх молекулах бічних радикалів, що несуть гідрофільні групи.

Профільні криві коефіцієнтів екстинції чорноземів опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма мають плавніший характер, порівняно з описаними темно-сірими опідзоленими ґрунтами (рис. 5.8). У

межах всього профілю коефіцієнти екстинції фракції ГК-1+2 значно переважають коефіцієнти інших фракцій гумінових кислот і при довжині хвиль 430 нм коливаються в межах 14,6 – 24,7. Найбільш оптично щільними є гумінові кислоти цієї фракції в горизонтах He і Hpe1, вниз по профілю оптична щільність знижується. Коефіцієнти оптичної щільності фракції ГК-3 коливаються в межах профілю від 6,3 до 10,9, фракції ГК-1 – від 1,3 до 7,0 (табл. 5.6).

У широкому діапазоні хвиль (від 430 до 726 нм) оптична щільність гуматів Натрію, виділених з декальцинованого ґрунту, є найвищою в горизонті Hpe1, найнижчою – в перехідному горизонті Hpi(e)gl і у ґрунтоутворюючій породі (рис. 5.12).

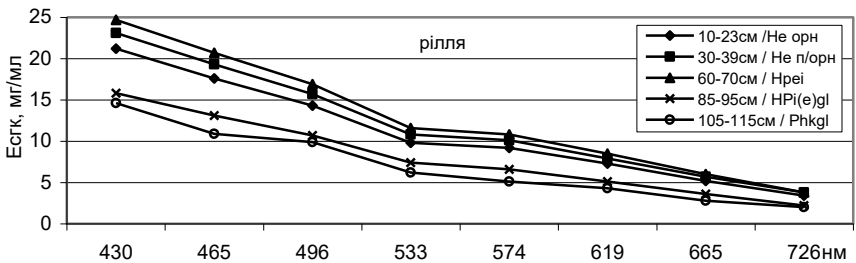


Рис. 5.12. Спектри поглинання гуматів Натрію чорнозему опідзоленого для різних довжин хвиль (0,1 н NaOH-витяжка)

За показниками гумусового стану оптична щільність гумінових кислот 0,1 н NaOH-витяжки після декальцинації ґрунту є високою в межах всього профілю (0,11 – 0,19), за винятком середньої частини горизонту Hpe1, де вона сягає 0,20 – 0,24 і характеризується як дуже висока, що свідчить про добре виражену центральну частину молекул гумінових кислот цих горизонтів і незначну частку бічних аліфатичних структур.

Низькою і середньою є оптична щільність гумінових кислот, зв'язаних з глинистими мінералами в шарі 0 – 30 см і 95 – 119 см – 0,06 – 0,09, в іншій частині профілю оптична щільність гумінових кислот фракції ГК-3 характеризується як низька – 0,05 – 0,08. Оптична щільність ГК-1 в гумусовому слабоекловійованому горизонті є низькою (0,03 – 0,04), в іншій частині профілю – дуже низькою (0,01 – 0,02) (табл. 5.7).

Чорноземи опідзолені характеризуються найнижчими коефіцієнтами забарвлення фракції ГК-1+2 – 3,3 – 3,9. Співвідношення $E_4:E_6$ є

найнижчим у верхній частині профілю, що свідчить про ліпшу структурованість гумінових кислот гумусових горизонтів. Коефіцієнт забарвлення фракції ГК-3 коливається від 3,3 до 3,8. Найвищим співвідношенням $E_4:E_6$ у чорноземах опідзолених, як і в інших ґрунтах, відзначається фракція ГК-1 – 4,0 – 5,3 (табл. 5.7).

На основі повнопрофільного визначення оптичної щільності гумінових кислот автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя можна зробити такі висновки:

- розподіл величин оптичної щільності гумінових кислот по профілю досліджуваних ґрунтів не корелює з розподілом по профілю гумусу;

- найбільші показники оптичної щільності гумінових кислот пов'язані з підвищеним вмістом гуматів Кальцію;

- вільні гумінові кислоти (ГК-1) характеризуються найнижчою оптичною щільністю та найвищими коефіцієнтами забарвлення. Це, очевидно, можна пояснити меншим віком гумінових кислот цієї фракції, порівняно з іншими фракціями, постійним поновленням цих гумінових кислот і, як наслідок, незначною структурованістю молекул, їхньою схожістю із фульвокислотами;

- оптичні щільності гумінових кислот ілювіальних горизонтів цілинних опідзолених ґрунтів під лісом є значно вищими, ніж верхніх горизонтів (що є характерною ознакою типу сірих лісових ґрунтів) і їх можна використовувати як додатковий діагностичний критерій у разі діагностування ґрунтів;

- оптична щільність гумінових кислот помітно змінюється у зональному ряді досліджуваних ґрунтів – вона є найбільшою в чорноземах опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма, темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма, найнижчою – в ясно-сірих лісових ґрунтах Куликівського пасма. При переході від нижчої до вищої стадії гумусоутворення в молекулах гумінових кислот зменшується вміст активних кислих груп і збільшується в них конденсованість ароматичних ядер;

- окультурення опідзолених ґрунтів спричинило низку змін у будові молекул гумінових кислот верхніх горизонтів ґрунтів: зменшилась кількість бічних ланцюгів, підвищилася ароматизація ядра, про що свідчить збільшення коефіцієнтів оптичної щільності ГК, зниження коефіцієнтів забарвлення; величини оптичної щільності гумінових кислот ґрунтів на ріллі змінюються по генетичному профілю більш рівномірно, ніж ґрунтів під лісом.

Показники оптичної щільності гумусових речовин слід розглядати як додатковий матеріал для вивчення фракційно-групового складу гумусу ґрунтів, який дає змогу отримати характеристику природи гумусових речовин, а отже, і пояснити їхній генезис.

5.4. Просторові закономірності вмісту гумусу та його динаміка

Розорювання цілинних ґрунтів без внесення органічних добрив супроводжується посиленням мінералізації органічних речовин, порівняно зі швидким падінням вмісту гумусу (особливо в перші 10 – 15 років після розорювання), що пояснюється розкладанням лабільних форм органічної речовини [83. – С.46]. Інтенсивність дегуміфікації тим вища, чим більшим був початковий вміст у ґрунті органічної речовини. Л. Манн зазначає, що втрати органічної речовини на одиницю часу є функцією вихідного вмісту гумусу [218; 219].

Якщо спосіб використання ґрунтів залишається постійним, то вони знову поступово переходять у квазірівноважний стан, знаходяться у рівновазі з новими агроекологічними умовами. В разі подальшого використання ґрунтів вміст гумусу може значно перевищити вихідний рівень, якщо немає ерозії та вносять органічні добрива [83. – С.14; 121. – С.297].

За Б.А. Нікітіним, збільшення вмісту гумусу в орному шарі порівняно з цілинними, відбувається при щорічному внесенні гною в сірі лісові ґрунти в кількості 10 т/га. У темно-сірих опідзолених ґрунтах і чорноземах опідзолених не простежується збільшення вмісту гумусу і при внесенні 30 – 36 т/га гною, але щорічне внесення в ці ґрунти 10 – 15 т/га гною зумовлює отримання високих врожаїв [111].

Вивчено зміну вмісту гумусу в орних автоморфних ґрунтах Пасмового Побужжя за 40-річний період. У всіх досліджуваних ґрунтах крива розподілу вмісту гумусу в різні роки в шарі 20 – 40 (50) см дублює криву розподілу гумусу в орному шарі (0 – 20 см), що свідчить про антропогенний вплив на вміст гумусу не тільки орного шару, але і на більшу товщу ґрунтів. Як видно з рисунка 5.13, вміст гумусу в орному шарі ясно-сірих лісових ґрунтів за 40 років збільшився в середньому на 0,3%. Відзначене незначне накопичення гумусу в сірих лісових ґрунтах (табл. 5.8). Так, у 1960 році середній вміст гумусу становив 1,71%, у 2000 році – 2,11%. Відзначене також і збільшення вмісту гумусу в шарі 20 – 40 см. Вміст гумусу в темно-сірих опідзолених ґрунтах в 70-і та 90-і роки є майже однаковим і становить 2,49 – 2,57%, у 80-х роках вміст гумусу

був дещо вищим і сягав 2,73 – 2,84%. Це, можливо, спричинено внесенням значної кількості гною та мінеральних добрив у ці роки.

Таблиця 5.8

Динаміка вмісту гумусу в орних ґрунтах Пасмового Побужжя

Назва ґрунтів	Глибина відбору зразків, см	Період відбору зразків (роки)						
		1960 – 1970	1970 – 1975	1976 – 1980	1981 – 1985	1986 – 1990	1991 – 1995	1996 – 2000
Ясно-сірі лісові	0 – 20	1,21 (11)*	1,24 (3)	1,20 (3)	1,52 (3)	–	1,50 (3)	1,54 (3)
	20 – 40	0,50 (11)	0,55 (3)	0,50 (3)	0,83 (3)	–	0,70 (3)	0,86 (3)
Сірі лісові	0 – 20	1,71 (13)	1,85 (22)	1,83 (5)	1,98 (3)	–	2,04 (5)	2,11 (4)
	20 – 40	1,20 (13)	1,19 (22)	1,10 (5)	1,23 (3)	–	1,38 (5)	1,41 (4)
Темно-сірі опідзолені	0 – 20	2,66 (8)	2,56 (23)	2,55 (3)	2,84 (3)	2,73 (7)	2,57 (8)	2,49 (4)
	20 – 50	1,72 (8)	1,59 (23)	1,83 (3)	1,81 (3)	1,66 (7)	1,68 (8)	1,54 (4)
Чорноземи опідзолені	0 – 20	3,26 (7)	3,24 (15)	3,32 (7)	3,37 (5)	3,12 (4)	3,15 (3)	3,21 (4)
	20 – 50	2,27 (7)	2,29 (15)	2,52 (7)	2,53 (5)	2,13 (4)	2,10 (3)	2,23 (4)

Примітка. (*) – кількість аналізованих зразків

Не зазнав суттєвих змін і вміст гумусу в чорноземах опідзолених. Його величини коливаються в межах 3,12 – 3,37% в орному шарі. Амплітуда коливань в шарі 20 – 50 см є вищою – 2,10 – 2,53%.

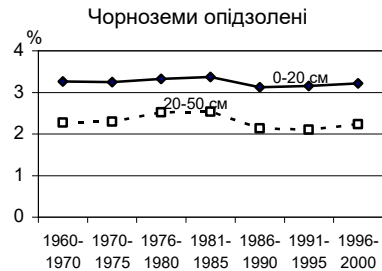
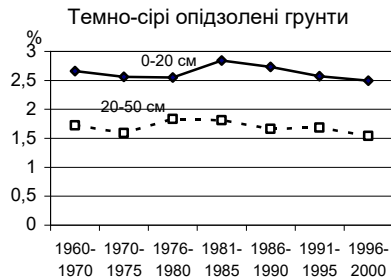
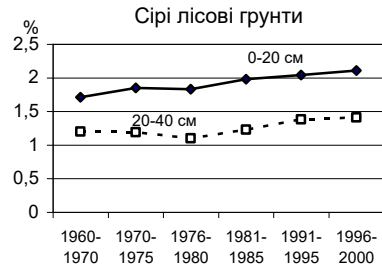
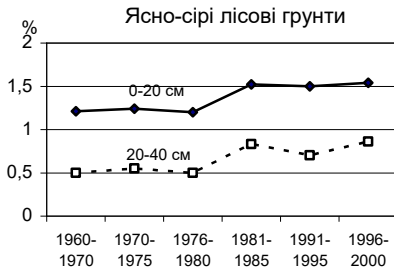


Рис. 5.13. Динаміка вмісту гумусу в орних ґрунтах Пасмового Побужжя

Отже, ми виявили тенденцію до деякого збільшення вмісту гумусу в ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах за 40 років. У цих ґрунтах, особливо в ясно-сірих лісових, під впливом окультурення інтенсифікується фіксація гумусу, відбувається реградація цих ґрунтів. У темно-сірих ґрунтах і чорноземах опідзолених такого явища не відзначено, що підтверджується і результатами досліджень інших авторів [111; 202]. У цих ґрунтах сформувався позитивний баланс гумусу, причому не тільки в орному шарі, але й в глибших шарах ґрунтового профілю.

Отже, у зміні вмісту гумусу в різних типах ґрунтів при розорюванні та окультуренні проявляється вплив зональних умов.

У 1881 році В.В. Докучаєвим складено карту ізогумусових смуг чорноземного регіону Європейської частини Росії та України. Г.Я. Чесняк у 1981 році порівняв вміст гумусу в чорноземах на основі карти В.В. Докучаєва і картосхеми вмісту гумусу, складеної за даними багатьох дослідників. Було виявлено значне зниження вмісту гумусу у ґрунтах за 100 років: на 17% у чорноземах звичайних і до 69 % у чорноземах вилугованих [176. – С.186 – 198].

На основі матеріалів великомасштабних ґрунтових обстежень і матеріалів з їхнього коректування, ми склали карти вмісту гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя за 1962 – 1963 і 1999 – 2000 роки (рис. 5.14, 5.15).

Використавши схему показників гумусового стану Д.С. Орлова і Л.О. Гришиної [50; 52], ми класифікували ґрунти за рівнями показників вмісту гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя. Пропонуємо виділяти в межах однієї градації показника два рівні. Так, градація “дуже низький” вміст гумусу поділяється на два рівні: 1 – до нього відносимо ґрунти із вмістом гумусу менше 1%, і 2, до якого належать ґрунти із вмістом гумусу 1,1 – 2,0%. У градації “середній” вміст гумусу ми виділяємо 2 підгрупи: середній вміст – 4,1 – 5,0% і від середнього до дуже високого – більше 5% (рис. 5.14, 5.15). Необхідність виділяти такий широкий діапазон вмісту гумусу, включеного до останньої підгрупи, пояснюється тим, що ґрунти Пасмового Побужжя характеризуються здебільшого невисоким вмістом гумусу, і у градацію “більше 5%” потрапляють гідроморфні ґрунти, в яких більша частина органічної речовини є неповністю гуміфікованою, її важко відділити від власне ґрунтової маси. Тому потрібно говорити не про вміст гумусу в цих ґрунтах, а про кількість загального Карбону. Наприклад, у болотних, торфово-болотних ґрунтах і торфовищах низинних. У цю градацію потрапили також деякі масиви чорноземно-лучних та лучних ґрунтів.

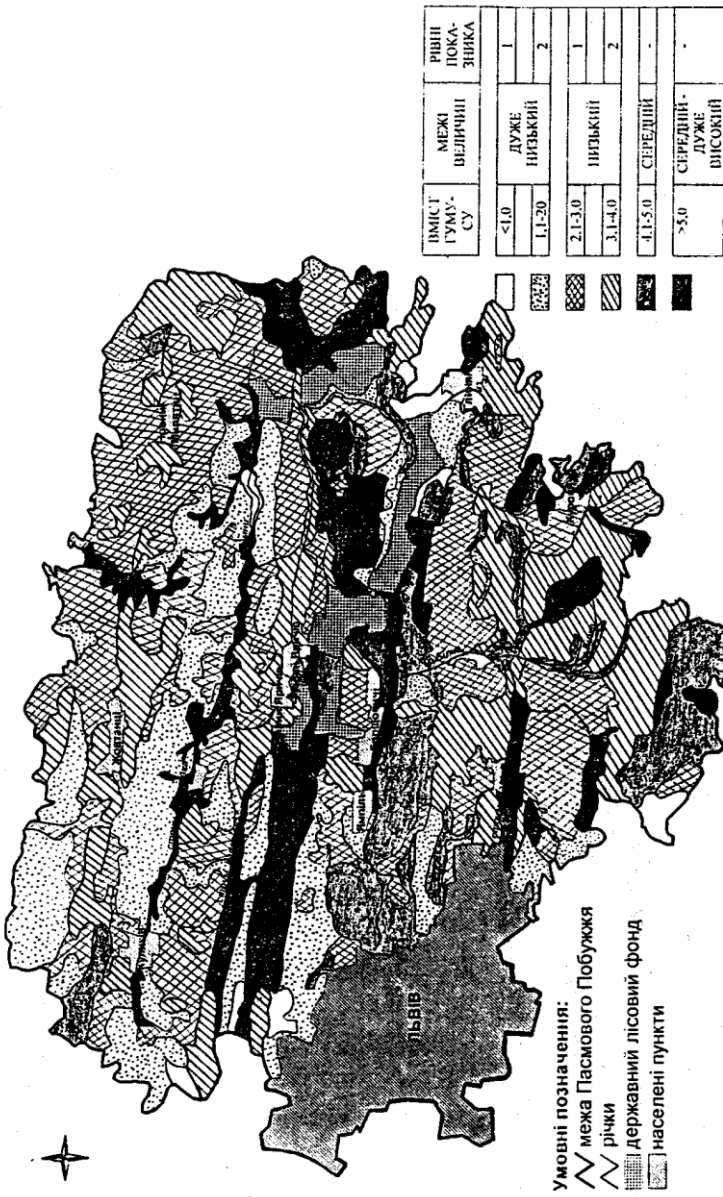


Рис. 5.14. Карта-схема вмісту гумусу в шарі 0-20 см ґрунтів Пасмowego Побужжя за 1962-1963 роки

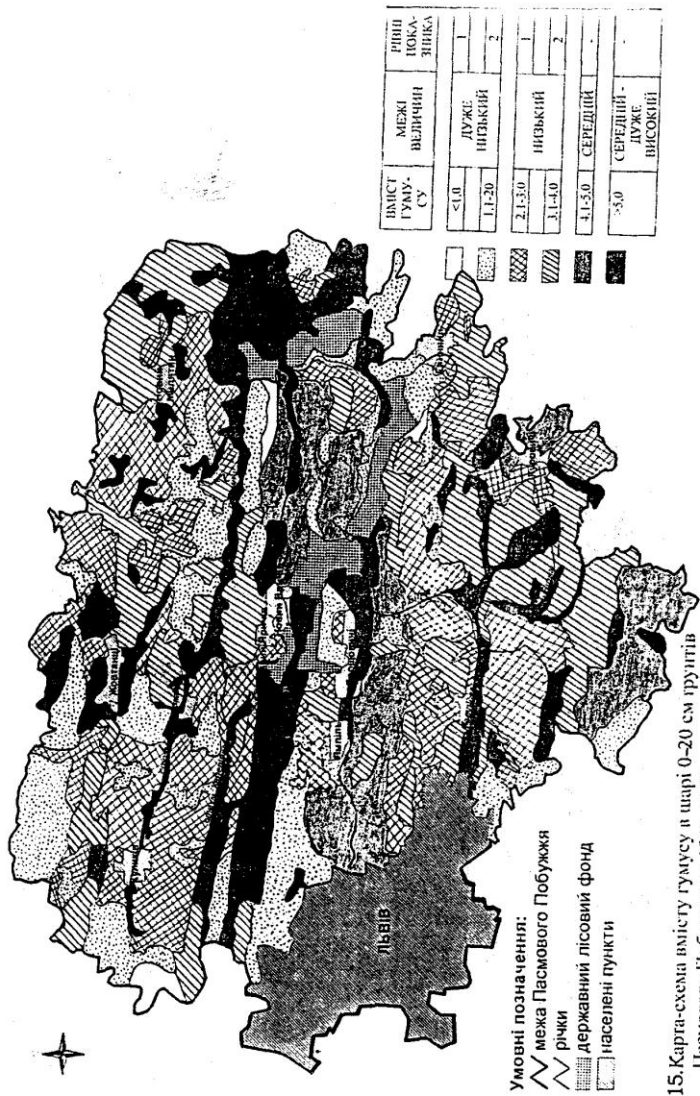


Рис. 5.15. Карта-схема вмісту гумусу в шарі 0-20 см ґрунтів Пасмowego Лобужжя за 1990-2000 роки

На Пасмовому Побужжі найменші площі зайняті ґрунтами із вмістом гумусу нижчим 1%. Це ясно-сірі лісові ґрунти, що поширені в західній частині Куликівського пасма, на заході Грядецького і Малехівського пасом і дерново-підзолисті ґрунти поблизу м. Глиняни.

Ґрунти другого рівня із дуже низьким вмістом гумусу (1,1 – 2,0) максимально поширені в межах західної частини Смереківського пасма, на Куликівському пасмі, Грядецькому, Малехівському. Це в основному сірі лісові ґрунти.

Вміст гумусу 2,1 – 3,0 (низький, першого рівня) характерний головно для темно-сірих опідзолених ґрунтів, частково – для чорноземів опідзолених території досліджень. Такі ґрунти поширені в межах Куликівського, східній частині Смереківського пасом. До цієї градації відносять також автоморфні ґрунти Винниківського і Дмитровицького пасом (рис. 5.14, 5.15).

Низьким вмістом гумусу 2-го рівня (3,1 – 4,0) відзначаються в основному ґрунти південної частини Пасмового Побужжя, що є дещо нижчою у геоморфологічному відношенні, порівняно із північним регіоном. Ґрунти із зазначеним вмістом гумусу трапляються у всіх міжпасмових пониженнях. Це чорноземно-лучні ґрунти, чорноземи опідзолені, чорноземи малоґумусні.

У межах Полтвинської долини, а також у долині, що межує із Гологоро-Кременецьким горбогір'ям, поширені ґрунти із вмістом гумусу 4,1 – 5,0% (середній). До них належать чорноземно-лучні ґрунти, лучно-чорноземні, лучні, лучні карбонатні, лучно-болотні, болотні ґрунти.

До останньої групи нами віднесені ґрунти, в яких вміст гумусу сягає понад 5%: лучно-болотні, болотні, торфово-болотні ґрунти та торфовища низинні. Поширені ці ґрунти в межах усіх міжпасмових понижень (рис. 5.14, 5.15).

Порівнюючи карти вмісту гумусу в ґрунтах Пасмового Побужжя за 1962 – 1963 і 1999 – 2000 роки, не виявлено суттєвих змін у вмісті гумусу, відзначене незначне його збільшення у ґрунтах північних пасом (в основному зміна відбувається на одну градацію).

На схід від с. Куликів і на сході Малехівського пасма дещо зменшилися площі ґрунтів із вмістом гумусу 2,1 – 3,0% за рахунок площ ґрунтів із вмістом гумусу 1,1 – 2,0, рідше – 3,1 – 4,0.

Відзначене збільшення площ ґрунтів із вмістом гумусу 3,1 – 4,0% на сході Смереківського пасма. Поблизу с. Жовтанці ґрунти, які в 60-х роках характеризувалися вмістом гумусу 3,1 – 4,0%, на сьогодні

відносять до ґрунтів із вмістом гумусу понад 5%. Збільшився вміст гумусу і у лучних ґрунтах на сході Яричівської долини – з 2,1 – 3,0% до понад 5%. У центральній частині цієї долини вміст гумусу в лучних ґрунтах характеризується як середній (4,1 – 5,0), тоді як у 60-ті роки його вміст сягав понад 5%.

Отже, найбільшим вмістом гумусу відзначаються ґрунти міжпасмових понижень, особливо центральної і південної частини Пасмового Побужжя. Опідзолені ґрунти характеризуються вмістом гумусу від дуже низького першого рівня ($\leq 1,0$) до низького другого рівня (3,1 – 4,0).

Не відзначено значних процесів дегуміфікації в опідзолених ґрунтах Пасмового Побужжя. Впродовж останніх сорока років вміст гумусу в опідзолених ґрунтах території досліджень зберігається на відносно постійному рівні, що свідчить про динамічну рівновагу між надходженням органічних речовин і деструкцією гумусу в тих екологічних умовах, що склалися.

РОЗДІЛ 6

МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТІВ

Одним із найстаріших і найважливіших методів дослідження ґрунтів є морфологічний, який дає змогу створити уявлення про характер сучасного ґрунтоутворення та про особливості історичного розвитку ґрунту. Основи вчення про ґрунтову морфологію розробив С.А. Захаров. На сучасному рівні воно найбільш повно викладено в працях Б.Г. Розанова [170; 171]. Він зазначав, що зовнішні особливості морфологічних горизонтів (потужність, колір, глибина гумусового забарвлення, структура, гранулометричний склад, включення, новоутворення, глибина залягання і форма карбонатів, характер переходу між горизонтами та інші морфологічні ознаки) відображають речовинний склад ґрунту, а також при вмілому їхньому трактуванні можуть дати уявлення про характер режимів, які визначають сучасні процеси генезису ґрунтів [170. – С.56 – 57]. С.А. Захаров (1930) писав: "Будова ґрунту є результатом його генезису, поступового розвитку його з материнської породи, яка диференціюється на горизонти в процесі ґрунтоутворення" [64]. Вивчення морфологічних особливостей ґрунтів сприяє встановленню шляхів формування гумусових речовин.

Морфологічні особливості ясно-сірих, сірих лісових, темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених вивчені та описані в численних наукових працях [7; 10; 13; 16; 148; 154; 202; 209].

Одним із основних критеріїв поділу сірих лісових ґрунтів на підтипи є ступінь гумусованості та потужність гумусового горизонту [189].

Профіль ясно-сірих лісових ґрунтів характеризується наявністю таких горизонтів: гумусовий елювіальний (HE), елювіальний гумусований (Eh), ілювіальний (I).

Лісова підстилка має потужність 2 – 3 см і складається з напіврозкладених решток лісової рослинності (листя, гілок, кори). У нижній частині підстилки рештки втрачають свою будову і перетворюються в буру напіврозкладену масу. Розкладаючись, лісова підстилка утворює кислий фульватний гумус, тільки частково нейтралізований основами.

Під підстилкою залягає верхній власне ґрунтовий горизонт HE. Потужність гумусового елювіального горизонту цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів знаходиться в межах 9 – 18 см. Це горизонт сірого кольору, при підсиханні – ясно-сірого, нестійкогрудкуватої структури [161]. Глибше залягає елювіальний гумусований горизонт потужністю

6 – 18 см ясно-сірого кольору, білуватий, грудкувато-горіхувато-пластинчастої чи грудкувато-горіхуватої структури. Ілювіальний горизонт ділять на ілювіальний елювійований (Ie), власне ілювіальний (I) та перехідний до породи (IP). Структура ілювіально-елювійованого горизонту – горіхувата чи дрібногоріхувата, ілювіального – призматично-горіхувата. Цей горизонт характеризується наявністю темних гумусових плівок на гранях структурних агрегатів, а також наявністю кремнеземної присипки у верхній частині горизонту.

Залучення ґрунтів у сільськогосподарське виробництво насамперед впливає на морфологічну будову їхнього профілю. Ясно-сірі лісові ґрунти характеризуються незначними потужностями гумусово-елювіального горизонту, тому часто внаслідок пріорювання відбувається залучення в орний шар горизонтів, що розміщені під горизонтом HE. Літературні дані свідчать про те, що за будовою профілю окультурені ясно-сірі лісові ґрунти лише формально можуть бути віднесені до ясно-сірих. Вони мають потужний гумусово-аккумулятивний горизонт – 25 – 30 см, темно-сірого, при підсиханні – сірого кольору, грудкувато-зернистої структури з великою кількістю коріння, копролітів, ходами черв'яків [209].

За результатами статистичного оброблення морфологічних показників, нижня границя гумусового елювіального горизонту ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом знаходиться на глибині 15,8 см, елювіального – 30,3 см, ілювіального – 78,8 см. При розорюванні ясно-сірих лісових ґрунтів в орний шар залучено верхню частину елювіального слабогумусованого горизонту. Нижня границя орного шару HE+E(h) ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма знаходиться на глибині 20 см (дод.). Середньостатистична глибина залягання нижньої границі гумусово-елювіального горизонту ясно-сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя становить 25 см, нижньої границі елювіального горизонту – 33,7 см, ілювіального – 77,3 см (табл. 6.1).

Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів призвело до зміни інтенсивності забарвлення верхніх генетичних горизонтів. Так, колір орного шару візуально визначається як сірий з буруватим відтінком, а гумусовий елювіальний і елювіальний гумусований горизонти ґрунтів під лісом відповідно як ясно-сірий з буруватим відтінком і ясно-сірий з білуватим відтінком. Для визначення кольору генетичних горизонтів ґрунтів (колір визначали у повітряно-сухих зразках) використано шкалу Мансела [220]. Горизонти HE і Eh цілинних ґрунтів індексують-

ся за цією шкалою як 10YR6/2 і 10YR7/2, а орний шар окультурених ґрунтів як 10YR5/2. Ілювіальний елювіований горизонт окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів визначається як 10YR6/4 і є темнішим, ніж у ґрунтах під лісом, де він характеризується індексом 10YR7/3.

За літературними джерелами, глибини залягання карбонатів у сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя коливаються в широких межах – 95 – 140 (180) см. Поява карбонатів пояснюється неглибоким заляганням під лесоподібними суглинками крейдових мергелів. [10; 154].

У досліджуваних ясно-сірих лісових ґрунтах карбонати трапляються у вигляді псевдоміцелію, а в нижній частині розрізів – у формі журавчиків. Середня глибина закипання від 10% розчину HCl в цілинних ясно-сірих лісових ґрунтах Пасмового Побужжя сягає 133,3 см (табл. 6.1). Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів призвело до підняття лінії закипання від 10% розчину соляної кислоти більш як на 20 см. Це спричинено, очевидно, періодичним підняттям жорстких ґрунтових вод і послабленням промивного водного режиму.

Сірі лісові ґрунти відрізняються від ясно-сірих лісових насамперед відсутністю суцільного елювіального горизонту. Профіль сірих лісових ґрунтів характеризується наявністю трьох генетичних горизонтів: гумусового елювіального (HE), ілювіального слабогумусованого (Ih) та ілювіального (I) (дод.). Диференціація профілю на генетичні горизонти чіткіше проявляється з поважчанням гранулометричного складу і слабшає при розвитку процесів оглеєння [154. – С.149].

Потужність гумусового елювіального горизонту в цілинних ґрунтах становить 20 – 25 см, в орних – 28 – 35 см, інколи – 40 см [154; 161]. Цей горизонт бурувато-сірого кольору, темніший, ніж в ясно-сірих лісових ґрунтах, добре гумусований, збагачений кремнеземною присипкою, зернисто-грудкуватої нетривкої структури, в орному шарі освоєних ґрунтів – нестійко грудкуватої, а в підорному шарі – пластинчастої чи плитчастої структури.

Нижче залягає ілювіальний гумусований горизонт потужністю 15 – 35 см, нерівномірно гумусований, неоднорідний, плямистий, із заclinками гумусу, грудкувато-горіхуватої структури, щільніший за горизонт HE, на структурних окремостях слабо виражена червоно-бура колоїдна плівка, перехід до ілювіального горизонту поступовий.

Потужність ілювіального горизонту досягає 70 – 90 см. За забарвленням і ступенем ілювіованості ілювіальний горизонт поділяється на власне ілювіальний (Ie або I) та ілювіальний перехідний IP.

Таблиця 6.1

Статистичне оброблення морфологічних показників ґрунтів Пасмового Побужжя

Морфометричні показники	Угіддя	n	x	Sx	Sx, %	V, %	t ₀₅	x ± ts _x
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Ясно-сірі лісові ґрунти								
Нижня границя гумусового елювіального горизонту HE, см (HE+Eh орн.)	ліс	4	15,8	1,60	10,16	19,18	3,2	10,7-20,9
	рілля	3	25,0	3,21	12,86	22,27	4,3	11,2-38,8
Нижня границя елювіального слабогумусованого горизонту Eh, см	ліс	4	30,3	2,25	7,45	7,48	3,2	23,1-37,5
	рілля	3	33,7	1,33	3,96	6,85	4,3	28,0-39,4
Нижня границя ілювіального горизонту I, см	ліс	4	78,8	3,59	4,45	9,12	3,2	67,3-90,3
	рілля	3	77,3	3,18	4,11	7,12	4,3	63,6-91,0
Нижня границя ілювіального перехідного горизонту IP, см	ліс	4	106,5	5,38	5,05	10,1	3,2	89,3-123,7
	рілля	3	102,0	6,51	6,38	11,05	4,3	74,0-130,0
Нижня границя перехідного горизонту Pi, см	ліс	4	125,5	3,80	3,03	6,05	3,2	113,3-137,7
	рілля	3	104,3	4,26	4,08	7,06	4,3	86,0-122,6
Глибина закипання від HCl, см	ліс	4	133,3	2,36	1,77	3,54	3,2	125,7-140,9
	рілля	3	111,3	2,96	2,66	4,61	4,3	98,6-124,0
Сірі лісові ґрунти								
Нижня границя гумусового елювіального горизонту HE, см	ліс	4	27,0	2,58	9,56	19,13	3,2	18,7-35,3
	рілля	8	35,3	2,43	6,90	19,52	2,4	29,5-41,1
Нижня границя ілювіального слабогумусованого горизонту I(h), см	ліс	4	96,0	2,61	2,72	5,45	3,2	87,6-104,4
	рілля	8	96,4	3,32	3,45	9,75	2,4	88,4-104,4
Нижня границя перехідного горизонту Pi, см	ліс	4	126,5	6,38	5,05	10,09	3,2	106,1-146,9
	рілля	8	138,5	4,44	3,21	9,07	2,4	127,8-149,2
Глибина закипання від HCl, см	ліс	3	143,0	7,00	4,90	8,48	4,3	112,9-173,1
	рілля	7	112,3	8,20	7,30	19,33	2,4	92,6-132,0

<i>Закінчення табл. 6.1</i>								
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Глибина появи ознак оглеєння, см	ліс рілля	3 4	136,3 113,5	8,95 10,4	6,57 9,17	11,37 18,33	4,3 3,2	97,8-174,8 80,2-146,8
Темно-сірі опідзолені ґрунти								
Нижня границя гумусового елювіюваного горизонту He, см	рілля	17	39,6	1,52	3,83	15,78	2,1	36,4-42,8
Нижня границя гумусового ілювіюваного горизонту Hl, см	рілля	17	68,8	2,03	2,95	12,18	2,1	64,5-73,1
Нижня границя ілювіального гумусованого горизонту lh, (l), см	рілля	17	97,1	3,19	3,28	13,53	2,1	90,4-103,8
Нижня границя перехідного горизонту Pi, см	рілля	17	129,6	3,74	2,99	11,91	2,1	121,7-137,5
Глибина закипання від HCl, см	рілля	10	130,1	4,51	3,47	10,96	2,3	119,7-140,5
Глибина появи ознак оглеєння, см	рілля	7	97,1	9,65	9,93	26,27	2,4	73,9-120,3
Чорноземи опідзолені								
Нижня границя гумусового елювіюваного горизонту He, см	рілля	13	42,8	1,57	3,66	13,18	2,2	39,3-46,3
Нижня границя верхнього перехідного гумусового горизонту Hpi, см	рілля	13	70,2	3,15	4,48	16,16	2,2	63,3-77,1
Нижня границя гумусового перехідного горизонту HPi, см	рілля	13	106,1	3,12	2,94	10,59	2,2	99,2-113,0
Глибина закипання від HCl, см	рілля	8	108,6	3,55	3,27	9,24	2,4	100,1-117,1
Глибина появи ознак оглеєння, см	рілля	12	99,3	5,06	5,09	17,65	2,2	88,2-110,4

Потужність горизонту I становить 35 – 60 см. У верхній частині ілювіальний горизонт слабоелювіований, бурого з червонуватим відтінком кольору, білястими плямами і присипкою SiO₂, грубогоріхуватий, на гранях структурних агрегатів помітний слабкий колоїдний лиск, щільний. З глибиною ступінь елювіованості зменшується, структура набуває горіхувато-призматичного чи призматичного характеру, на гранях структурних окремоостей чіткіше виявляються колоїдні плівки.

Ілювіальний перехідний горизонт має потужність 15 – 25 см, бурий колір, грудкувато-призматичну структуру, слабо виражені колоїдні плівки на структурних окремостях. Слабоілювіована ґрунтоутворююча порода (P_i) потужністю 20 – 30 см, бурувато-палевого кольору, неоднорідна, зі слабкими затіками колоїдів, переходить у карбонатний лесоподібний суглинок [148. – С.85].

У досліджуваних сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма ілювіальний горизонт глибоко прогумусований (до глибини 101 см у ґрунтах під лісом і до 107 см в ґрунтах під ріллею), а власне ілювіальний горизонт не виділяється.

Згідно з результатами статистичного оброблення даних наших досліджень, нижня границя гумусового елювіального горизонту ґрунтів під лісом сягає 27,0 см, ілювіального слабогумусованого горизонту – 96,0 см (табл. 6.1).

Тривале сільськогосподарське використання сірих лісових ґрунтів привело до змін будови профілю та морфологічних ознак. Порівняно з цілинними, неосвоєними сірими лісовими ґрунтами, зайнятими під лісом, в освоєних відмінах ґрунтів, зайнятих під ріллею, простежується збільшення потужності гумусового елювіального горизонту з 29 см до 47 см (дод.).

Нижня середньостатистична границя гумусово-елювіального горизонту освоєних сірих лісових ґрунтів знаходиться на глибині 35,3 см, а ілювіального слабогумусованого – 96,4 см.

Для сірих лісових ґрунтів характерний різкий перерозподіл колоїдів по профілю. Ілювіальний горизонт ґрунтів збагачується колоїдами, тому є дуже щільним і важко водопроникним, порівняно із верхніми горизонтами та породою [155. – С.97]. Досліджувані сірі лісові ґрунти під лісом (Малехівське пасмо) характеризуються піщанисто-легкосуглинковим гранулометричним складом у верхніх горизонтах і грубопилувато-середньосуглинковим у горизонті Іh. В орних ґрунтах ілювіальний процес виражений слабше, тому гранулометричний склад цих ґрунтів є легшим.

Для сірих лісових ґрунтів властиві ознаки тимчасового перезволоження. Часто вони мають реліктовий характер і являють собою вохристі плями, сизуваті розводи, пунктації, рідше – бобовини. Середньостатистична глибина появи ознак оглеєння у сірих лісових ґрунтах Пасмового Побужжя становить 136,3 см для цілинних відмін і 113,5 см для орних. У досліджуваних сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма ознаки оглеєння наявні у профілі ґрунтів під лісом з глибини 154 см і виражені іржавими плямами та прошарками залізисто-марганцевих сполук.

Глибина появи видимих форм карбонатів у цілинних ґрунтах становить 154 см (у формі псевдоміцелію), в орних ґрунтах – 133 см (у формі псевдоміцелію та журавчиків). Середньостатистична глибина закипання від 10% розчину HCl становить 143,0 см у ґрунтах під лісом і 112,3 см в освоєних ґрунтах (табл. 6.1).

Сільськогосподарське використання ґрунтів привело до зміни забарвлення верхніх горизонтів сірих лісових ґрунтів у бік збільшення інтенсивності сірого кольору. Візуально колір орного шару та гумусового елювійованого горизонту характеризується як сірий, а гумусовий елювіальний горизонт ґрунтів під лісом – ясно-сірий з палевим відтінком. Орний шар досліджуваних ґрунтів індексується за шкалою Мансела як 10YR5/2, підорний має таке ж забарвлення. Горизонти He та HE ґрунтів під лісом – 10YR6/2. Більшою є інтенсивність забарвлення ілювіального горизонту (Ieh і Ih) ґрунтів під лісом порівняно із забарвленням цього горизонту освоєних ґрунтів і характеризується індексами 10YR6/3 і 10YR5/2 в цілинних і 10YR5/2 в орних ґрунтах.

Профіль темно-сірих опідзолених ґрунтів відрізняється від профілю сірих лісових більшою потужністю гумусового горизонту, інтенсивнішим його забарвленням, менше вираженою диференціацією за елювіально-ілювіальним типом. У профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів менше присипки SiO₂, отже, ознаки опідзолення виражені слабше. Слабше виражені також ознаки лесиважу та оглинення [148. – С.82 – 88; 153. – С.96; 161.–С.95 – 96].

У профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів виділяють три генетичні горизонти: гумусовий елювійований He, гумусовий ілювіальний Hl та ілювіальний гумусований Hh.

Для темно-сірих опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя характерний легкосуглинковий, а інколи піщанисто-легкосуглинковий гранулометричний склад. У зв'язку з цим ілювіальний горизонт у них виражений

слабо: щільність невисока, структура неясно оформлена, високий вміст часточок пилу [155. – С.105].

У цілинних темно-сірих опідзолених ґрунтах під лісом лісова підстилка малопотужна, складається переважно із залишків трав'яної рослинності. Тому гумус цих ґрунтів має фульватно-гуматний склад. Опад трав'янистої рослинності багатий на основи, які частково нейтралізують фульвокислоти, тому гумусу нагромаджується більше і він зафарбовує глибші шари ґрунту. Нижче залягає гумусовий елювіований горизонт потужністю 30 – 37 см, темно-сірий, добре гумусований, грудкувато-зернистої структури в цілинних ґрунтах і пилювато-зернистої чи пилювато-грудкуватої структури в орних ґрунтах, наявна кремнеземна присипка, густо пронизаний корінням рослин і переритий дощовими черв'яками.

Гумусовий ілювіальний горизонт III потужністю 25 – 35 см, сірувато-бурого кольору, ущільнений, помітна присипка SiO_2 , горіхуватої чи грудкувато-крупногоріхуватої структури, переритий черв'яками та личинками жуків. Гумусове забарвлення ясно виражене до межі з горизонтом I, внаслідок чого темно-сірий ґрунт можна вважати за малопотужний чорнозем [161. – С.95 – 96].

Горизонт II – ілювіальний слабогумусований, потужністю 25 – 30 см, темно-бурого кольору, горіхуватої чи горіхувато-призматичної нетривкої структури, на гранях агрегатів слабо помітні колоїдні плівки, поступово переходить у перехідний горизонт IP. Потужність цього горизонту – 25 – 45 см, палево-бурого кольору, неоднорідний, добре ілювіований, з темними примазками у тріщинах, менше ущільнений за попередній горизонт.

Нижче залягає слабоілювіований лесоподібний суглинок (Pi) потужністю 20 – 30 см, буро-палевого кольору, слабоущільнений, переритий земляриями, поступово переходить у ґрунтоутворюючу породу P чи Pk – лесоподібний суглинок.

Інтенсивне сільськогосподарське освоєння ґрунтів спричинило низку змін у будові профілю темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма. Профіль ґрунтів добре прогумусований, затіки гумусу трапляються до глибини 126 см, що свідчить про значну рухомість гумусу. Гумусовий елювіований горизонт досліджених ґрунтів є значно потужнішим від описаного вище цілинного темно-сірого опідзоленого ґрунту і становить 47 см. Потужність ілювіального гори-

зенту незначна і становить 33 см. Карбонати у формі псевдоміцелію простежуються з глибини 150 см (дод.).

Відповідно до статистичних досліджень, нижня границя гумусового елювіюваного горизонту темно-сірих опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя знаходиться на глибині 39,6 см, гумусового ілювіального горизонту – 68,8 см, ілювіального гумусованого горизонту – 97,1 см; глибина появи ознак оглеєння сягає 97,1 см, глибина закипання від розчину соляної кислоти – 130,1 см.

Колір орного шару досліджуваних ґрунтів – темно-сірий, за шкалою Мансела індексується як 10YR6/2. Забарвлення підорного шару є дещо темнішим – 10YR5/2, гумусовий ілювіальний горизонт характеризується темно-сірим з буруватим відтінком кольором та індексується як 10YR5/3.

Чорноземи опідзолені, як і темно-сірі опідзолені ґрунти, характеризуються поєднанням процесу інтенсивного гумусонакопичення і слабкої диференціації ґрунтового профілю під впливом кислих розчинів [75.– С.87]. Порівняно з темно-сірими опідзоленими ґрунтами, для чорноземів опідзолених характерна інтенсивніша й глибша гумусованість профілю і менш виражені ознаки опідзолення. Їхній однорідний гумусовий горизонт (He) здебільшого сягає глибини 40 см. Це слабоелювіюваний горизонт темно-сірого кольору, зернистої, а орний шар – пилювато-грудкуватої структури, на гранях структурних окремостей помітна кремнеземна присипка, багато копролітів, ходів черв'яків, коріння рослин.

Нижче залягає гумусовий перехідний слабоілювіюваний горизонт H_pі потужністю 60 – 70 см. У забарвленні цього горизонту з'являється буруватий відтінок, структура – нестійка горіхувата, на гранях структурних окремостей помітна слабка присипка SiO₂, а також натіки півтораокислів, горизонт переритий черв'яками, ходи черв'яків заповнені копролітами.

Нижній перехідний горизонт PhI сильноілювіюваний, слабогумусований, потужністю 25 – 30 см, сірувато-бурого кольору, крупногоріхуватої структури, на гранях структурних агрегатів – колоїдні натіки, горизонт сильно переритий черв'яками, трапляються кротовини. Нижче залягає слабоілювіювана нерівномірно гумусована порода P(h)і – лесоподібний суглинок, який переходить у карбонатний лесоподібний суглинок [12. – С.48; 158. – С.89].

На Пасмовому Побужжі чорноземи опідзолені поширені в межах Дмитровицького, Винниківського пасом, трапляються на Куликівському і Смереківському пасмах. Залягають на вододілах з нижчими абсолютними висотами, ніж сірі лісові ґрунти, тому ґрунтові води залягають ближче до поверхні, що є причиною появи оглеєння у вигляді іржаво-бурих і сизих плям, розводів, конкрецій у гумусовому перехідному горизонті. Середньостатистична глибина появи ознак оглеєння становить 99,3 см.

Глибина закипання від розчину НСІ становить 108,6 см (табл. 6.1). Карбонати трапляються у вигляді прожилок і присипки.

Чорноземи опідзолені характеризуються потужним гумусовим горизонтом. Так, у ґрунтах Дмитровицького пасма затіки гумусу виявлено на глибині 172 см.

За результатами статистичного оброблення морфологічних показників, нижня границя горизонту Не чорноземів опідзолених Пасмового Побужжя знаходиться на глибині 42,8 см, нижня границя верхнього перехідного гумусового горизонту (Нрі) – на глибині 70,2 см, а горизонту НРі – 106,1 см (табл. 6.1).

Гумусовий елювіальний горизонт (Не) характеризується темно-сірим кольором, що за шкалою Мансела відповідає індексу 10YR/5/2. У верхньому перехідному гумусовому горизонті (Нреі) буре забарвлення інтенсивніше, що відповідає індексу 10YR/5/3.

Отже, від ясно-сірих лісових ґрунтів до чорноземів опідзолених прослідковуються такі основні закономірності: зменшується величина прояву процесу опідзолення, зростає ступінь і глибина гумусованості профілю. Так, середньостатистичні потужності гумусових горизонтів опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя становлять 15,8 – 25,0 см у ясно-сірих лісових ґрунтах, 27,0 – 35,3 см – у сірих лісових, 68,8 см – у темно-сірих опідзолених, 106,1 см – у чорноземах опідзолених. Збільшується і рухомість гумусу.

Агрогенний вплив на ґрунти Пасмового Побужжя привів до трансформації їхніх морфологічних ознак. Відзначене збільшення потужності гумусового елювіального горизонту в ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах, збільшення інтенсивності забарвлення верхніх горизонтів, підняття карбонатів. Сільськогосподарське освоєння сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма призвело до зменшення глибини появи ознак оглеєння, полегшення гранулометричного складу ілювіального горизонту та ін.

РОЗДІЛ 7 ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Вивчення фізичних властивостей ґрунту важливе як для вирощування сільськогосподарських культур, так і для встановлення генезису ґрунтів. Сприятливі фізичні умови ґрунтів є однією із передумов їхньої високої родючості.

Дослідження фізичних властивостей сірих лісових ґрунтів і чорноземів опідзолених пов'язано з іменами Р.Я. Рамазанова, Ф.Х. Хазієва, Х.І. Ганієва, Ю.Г. Чендева, Б.П. Ахтирцева, Ф.Ш. Гарифулліна, В.М. Аліфанова, А.С. Щетиніної, П.У. Бахтіна, В.В. Медведєва, В.Д. Мухи, І.П. Макарова, М.А. Вінокурова, А.В. Колоскової та інших [16; 20; 35; 40; 75; 102; 141; 164; 190; 202; 205].

Використання сірих лісових ґрунтів в умовах інтенсивного землеробства веде до зміни основних показників їхніх фізичних властивостей, переважно в бік погіршення. Тривала оранка спричиняє морфологічну деградацію агрегатів, глибоку перебудову шпарового простору і, в цілому, складення. Збільшується розпиленість орного шару ґрунтів, що є наслідком не тільки щорічного механічного обробітку, але і незначного надходження в ґрунт органічної речовини.

За дослідженнями Ф.Ш. Гарифулліна [40] сільськогосподарське освоєння сірих лісових ґрунтів приводить до значних змін їхніх агро-виробничих властивостей. Відбувається деяке збільшення вмісту фізичної глини, збільшення водостійкості структурних агрегатів, водопроникності, зменшення щільності будови і щільності твердої фази, збільшення загальної шпаруватості та внутрішньоагрегатної шпаруватості.

Інтенсивний механічний обробіток ґрунту є однією з причин прискорення мінералізації органічних речовин, у т. ч. гумусу як основного носія родючості. Фізичний стан ґрунтів тісно пов'язаний з наявністю в них гумусових речовин. Роль гумусу в родючості ґрунтів не обмежується накопиченням основних поживних елементів, а полягає і у впливі його на фізичні властивості ґрунту, і в активній участі у створенні структури, яка є регулятором водно-повітряного, а отже, і біологічного та поживного режимів ґрунту. Вміст і якісний стан органічної речовини, визначаючи структурний склад і складення ґрунтів, зумовлюють стійкість ґрунтів до деградації їхніх фізичних властивостей [164. – С.338 – 339].

Розглядаючи фізичні властивості ґрунтів Пасмового Побужжя, важливим завданням для нас було визначення ролі гумусових речовин

у їхньому формуванні, а також вивчення зміни фізичних властивостей при сільськогосподарському освоєнні ґрунтів.

7.1. Гранулометричний і мікроагрегатний склад

Гранулометричний склад є важливим показником виробничих властивостей ґрунтів і їхньої родючості. Він відображає ґрунтоутворюючий процес, під впливом якого розвинувся ґрунт, дає змогу прослідкувати зміни ґрунтоутворюючої породи під впливом цього процесу. Це важлива генетична й агрономічна характеристика ґрунту. Від гранулометричного складу залежать майже всі фізичні властивості ґрунтів: шпаруватість, вологоємність, водопроникність, повітряний і тепловий режими тощо. Вплив гранулометричного складу ґрунту на його гумусовий стан зумовлений впливом на умови розвитку рослин і процеси перетворення рослинних і тваринних решток, а також на умови закріплення продуктів гуміфікації рослинних решток. Ці умови визначаються величиною та якістю поверхні різних гранулометричних фракцій [72].

Фондові матеріали обстеження опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя свідчать про те, що ґрунти цієї території характеризуються легким гранулометричним складом. Здебільшого це грубопилуваті легкі суглинки або опіщанені легкі суглинки. Не відзначено значних відмін між гранулометричним складом цілинних та орних ґрунтів (табл. 7.1).

Серед гранулометричних фракцій значно переважає фракція грубого пилу (0,01 – 0,05 мм), вміст якої коливається в межах 48 – 75%. Характерною особливістю гранулометричного складу досліджуваних ґрунтів є також низький вміст фракції грубого та середнього піску (0,25 – 1 мм), що негативно впливає на окремі фізичні властивості ґрунту, зумовлюючи запливання ґрунту і формування суцільної поверхневої кірки після інтенсивних дощів чи сніготанення. Цих фракцій піску практично немає в досліджуваних ясно-сірих лісових і темно-сірих опідзолених ґрунтах.

Підзолисті ґрунти характеризуються руйнуванням первинних і вторинних мінералів у верхній частині ґрунтового профілю і винесенням продуктів руйнування в нижні горизонти (процес опідзолення), а також переміщенням мулистій фракції із верхніх горизонтів без руйнування її мінералогічного складу (процес лесиважу). Тому профіль цих ґрунтів диференційований на генетичні горизонти, і цю диференціацію особливо чітко демонструє розподіл у профілі фракції мулу.

Таблиця 7.1

Гранулометричний склад ґрунтів Пасмового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Гіроскопічна волога, %	Розмір частинок в мм, кількість в %						Сума частинок менше 0,01мм, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом
			Фізичний пісок			Фізична глина				
			Пісок		Пил			Мул		
			1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ясно-сірі лісові ґрунти (ліс)										
HE	2-11	1,7	0,2	4,6	71,8	8,0	7,6	7,8	23,4	грубопилувато-легкосуглинковий
Eh	11-21	1,3	0,1	2,3	73,6	8,4	7,6	8,0	24,0	
Eih	21-28	1,4	0,1	3,5	75,0	5,6	9,2	6,6	21,4	-/-
le	28-38	1,4	-	4,0	74,0	4,8	9,6	7,6	22,0	-/-
I	55-65	3,1	-	4,0	66,2	3,4	7,0	19,4	29,8	-/-
IP	96-106	2,4	-	2,6	68,6	6,4	7,2	15,2	28,8	-/-
Pi(k)	121-131	1,9	-	3,2	72,4	4,8	8,0	11,6	24,4	-/-
Pk ₁	136-146	1,4	0,1	2,3	72,8	5,2	8,4	11,2	24,8	-/-
Pk ₂	180-190	1,4	0,1	4,7	72,4	4,8	5,2	12,8	22,8	-/-
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти (переліг)										
HE+	0-10	1,9	0,1	4,1	71,8	6,8	8,4	8,8	24,0	грубопилувато-легкосуглинковий
E(h) орн.	10-20	1,7	-	2,4	73,2	3,6	9,6	11,2	24,4	
HE+E(h) п/орн.	20-31	2,7	-	3,6	66,8	5,0	7,2	17,4	29,6	-/-
le	31-40	2,7	-	3,0	68,2	5,0	5,8	18,0	28,8	-/-
I	49-60	2,3	-	3,2	69,6	5,6	7,2	14,4	27,2	-/-
IP	71-80	2,2	-	3,6	72,0	5,2	6,4	12,8	24,4	-/-

Продовження табл. 7.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pi(k)	93-103	2,1	-	4,0	73,6	4,0	6,8	11,6	22,4	-/-
Pk ₁	113-123	1,6	-	4,8	74,4	4,8	5,7	10,3	20,8	-/-
Pk ₂	170-180	1,4	0,1	4,7	73,6	3,6	7,6	10,4	21,6	-/-
Сірі лісові ґрунти (ліс)										
He	3-10	1,5	0,4	19,6	59,6	8,8	5,2	6,4	20,4	піщанисто- легкосуглинковий
	10-20	1,4	0,3	22,9	56,2	5,8	8,4	6,4	20,6	
HE	20-29	1,4	0,2	22,6	53,2	5,6	8,8	9,6	24,0	-/-
leh	29-40	1,5	0,2	20,6	56,4	4,0	4,4	14,4	22,8	-/-
lh	56-70	1,7	0,3	18,1	55,2	5,2	6,8	14,4	26,4	грубопилувато- легкосуглинковий
	70-80	2,3	0,3	18,9	48,4	6,0	8,0	18,4	32,4	
	90-101	2,6	0,3	18,5	48,6	6,4	4,8	21,4	32,6	
IP	101-110	2,1	0,2	18,6	51,2	7,2	4,8	19,2	30,0	грубопилувато- легкосуглинковий
Pi	130-140	1,6	0,2	19,8	53,6	6,2	3,4	16,8	26,4	
P(k)	143-154	1,4	0,1	19,7	54,2	5,0	8,6	12,4	26,0	-/-
Pk _{gl}	190-200	1,2	0,1	18,3	55,6	6,0	5,4	14,2	26,0	-/-
Сірі лісові ґрунти (рілля)										
He орн.	0-10	1,5	0,8	24,4	52,0	6,4	9,2	7,2	22,8	піщанисто- легкосуглинковий
	10-20	1,4	0,9	21,5	53,6	11,2	5,2	7,6	24,0	
HE п/орн.	33-40	1,8	0,7	22,5	52,8	8,8	6,4	8,8	24,0	-/-
leh	47-60	1,8	0,5	22,7	51,2	6,4	9,6	9,6	25,6	-/-
lh	71-83	2,4	0,2	19,4	51,2	5,6	4,4	19,2	29,2	грубопилувато- легкосуглинковий
IP(h)	83-90	2,2	0,3	19,8	52,6	4,4	6,8	16,1	27,3	
Pi	115-125	1,7	0,2	21,8	53,2	4,0	3,6	17,2	24,8	піщанисто- легкосуглинковий
Pk	150-160	1,2	0,1	20,0	56,4	6,0	6,4	10,2	22,6	
	190-200	1,2	0,1	21,7	57,4	7,2	4,6	9,0	20,8	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Темно-сірі опідзолені (рілля)										
Не орн.	0-10	1,5	-	14,0	64,4	6,0	6,0	9,6	21,6	грубопилувато- легкосуглинковий
	10-20	2,0	0,1	14,7	62,8	6,0	6,8	9,6	22,4	
	20-31	0,4	0,1	14,3	63,6	3,2	12,8	6,0	22,0	
Не п/орн.	31-40	1,8	-	11,6	64,0	4,4	6,0	14,0	24,4	-/-
HI	47-60	2,9	-	13,2	57,2	4,0	4,4	21,2	29,6	-/-
Ih	66-80	3,5	-	11,2	60,4	3,2	5,2	20,0	28,4	-/-
Pi(h)	99-110	2,7	-	14,4	60,0	4,4	2,0	19,2	25,6	-/-
P(i)	133-143	2,7	-	15,6	59,6	6,0	6,8	12,0	24,8	-/-
Pк	160-170	1,9	0,1	13,9	65,2	3,6	8,0	9,2	20,8	-/-
Чорноземи опідзолені глеюваті (рілля)										
Не орн.	0-10	2,6	0,6	13,8	56,8	17,6	4,0	7,2	28,8	грубопилувато- легкосуглинковий
	10-23	2,5	0,8	12,4	59,6	6,0	11,6	9,6	27,2	
Не п/орн.	23-30	2,6	0,7	6,1	66,4	6,4	11,2	9,2	26,8	-/-
Hrei	39-50	2,8	0,6	7,8	61,6	6,4	11,2	12,4	30,0	-/-
	60-70	2,9	0,5	11,9	59,6	4,4	12,0	11,6	28,0	-/-
HP(e)igl	76-85	2,5	0,8	8,6	64,2	3,6	10,4	12,4	26,4	-/-
Phkgl	105-115	2,2	1,0	9,2	66,0	2,4	9,2	12,2	23,8	-/-
	130-140	1,9	0,8	8,8	63,2	2,8	11,6	12,8	27,2	-/-
P(h)kgl	151-161	1,8	0,5	7,9	67,6	4,4	9,2	10,4	24,0	-/-
Pkgl	200-210	1,6	2,0	8,6	65,8	4,8	7,2	11,6	23,6	-/-

Вміст мулу в ясно-сірих лісових ґрунтах Куликівського пасма сягає максимуму в ілювіальному горизонті цілинних ґрунтів, де його кількість у 2,5 рази більша, ніж у верхньому горизонті. В окультурених відмінах найбільший вміст мулу відзначений на межі орного та підорного шарів. Нагромадження мулу в сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма відбувається в ілювіальному гумусованому горизонті, в темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма – у гумусовому ілювіальному та ілювіальному гумусованому горизонтах. У чорноземах опідзолених процес лесиважу та опідзолення виражений слабше, ніж у вищеописаних ґрунтах, що підтверджується майже рівномірним розподілом мулу у профілі цих ґрунтів.

Фізична глина (частинки розміром менше 0,01 мм), як і мулиста фракція, своїм розподілом у профілі характеризує ґрунтоутворюючий процес, під впливом якого розвивався ґрунт [108. – С.12 – 13]. Особливо значне збільшення вмісту фізичної глини відзначене в ілювіальному гумусованому горизонті сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма, де гранулометричний склад характеризується як грубопилювато-легко-суглинковий і навіть середньосуглинковий у ґрунтах під лісом, де вміст фізичної глини становить більше 32% (табл. 7.1). У верхніх горизонтах орних ґрунтів відзначене незначне збільшення вмісту фізичної глини, що, очевидно, можна пояснити посиленням процесу вивітрювання мінералів завдяки інтенсивному сільськогосподарському освоєнню ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів.

Отже, досліджувані ґрунти характеризуються високим вмістом фракції грубого пилу, незначним вмістом піску. Процеси опідзолення і лесиважу призвели до нагромадження мулу в середній частині профілю ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма. Майже рівномірним розподілом мулу у профілі характеризуються чорноземи опідзолені глеюваті Дмитровицького пасма. Суттєво не змінився розподіл гранулометричних частинок у профілях ґрунтів у процесі їхнього сільськогосподарського освоєння, оскільки гранулометричний склад – консервативна характеристика ґрунту, і лише тривалий період окультурення може вагомо змінити вміст чи співвідношення гранулометричних фракцій у ґрунтовому профілі.

Дещо більше реагує на антропогенний вплив мікроагрегатний склад ґрунту. Але, згідно з багатьма дослідженнями, тривале розорювання території не веде до різкого погіршення мікроструктури [135]. І.В. Кузнєцова зазначає, що мікроагрегати є максимально стійкою части-

ною структурного стану ґрунтів, у їхньому формуванні основна роль належить міцно зв'язаним органо-мінеральним з'єднанням. З огляду на те, що близько 40 – 60% мікроагрегатів утворюються за рахунок міцно зв'язаної з мінеральною частиною ґрунту органічної речовини, мікроагрегатний склад ґрунту при оранці практично не змінюється [90].

Ґрунти Пасмового Побужжя відзначаються добре вираженою мікроструктуреністю. У складі мікроагрегатів переважають фракції розміром більше 0,01 мм (від 80%). Мікроструктура характеризується високою міцністю, про що свідчить незначний вміст активного мулу та фракцій розміром менше 0,01 мм (табл. 7.2).

Переважають серед фракцій мікроагрегати розміром 0,01 – 0,05 мм (грубий пил). У розподілі цієї фракції в ґрунтовому профілі існує закономірність поступового збільшення її вмісту з глибиною. Лише у профілі досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма розподіл грубого пилу у профілі є майже рівномірним. Найвищий вміст (понад 70%) грубопилуватих мікроагрегатів відзначений в ясно-сірих лісових ґрунтах, найнижчий – в сірих лісових ґрунтах, де його вміст коливається в межах 46,8 – 66,4%.

Ґумусові горизонти досліджуваних ґрунтів найліпше мікроагреговані, їхня мікроструктура характеризується найвищою міцністю, про що свідчить високий відсоток агрономічно цінної фракції розміром 0,05 – 1 мм. З глибиною вміст цієї фракції зменшується, а отже, і зменшується мікроагрегованість нижніх горизонтів ґрунтів. Вміст мікроагрегатів розміром менше 0,001 мм дещо зростає у ґрунтоутворюючій породі. Збільшення неагрегованого мулу є однією з причин погіршення мікроструктури, а відповідно, і структури ґрунту [147. – С.115].

Тривале сільськогосподарське освоєння суттєво не вплинуло на мікроагрегатний стан ґрунтів Пасмового Побужжя. Не простежується закономірних змін мікроагрегатного складу досліджуваних ґрунтів під впливом оранки. Так, в ясно-сірих лісових окультурених ґрунтах Куликівського пасма дещо збільшився вміст фракцій грубого пилу (0,01 – 0,05 мм), проте зменшився вміст середнього пилу (0,005 – 0,01 мм) та піщаної фракції (0,05 – 1 мм). У сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма вміст грубого пилу зменшився, а дрібного піску (0,05 – 0,25 мм) – збільшився.

Для більш глибокої оцінки результатів мікроагрегатного аналізу розраховано низку показників, за допомогою яких оцінюється потенційна здатність ґрунтів до утворення мікроструктури (табл. 7.2).

Таблиця 7.2

Мікроагрегатний склад ґрунтів Пасмового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Розмір частинок у мм, кількість у %						Сума частинок менше 0,01мм, %	Фактор дисперсності (за Качинським), %	Фактор структурності (за Фагелером), %	Ступінь агрегатності (за Бейвером і Родесом), %	Показник мікро-оструктуреності (за Дімо), %	Число агрегації (за Пустовойтовим), %
		Фізичний пісок			Фізична глина								
		Пісок		Пил			Мул						
		1-0,25	0,25-0,05	0,05-0,01	0,01-0,005	0,005-0,001	<0,001						
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ясно-сірі лісові ґрунти (ліс)													
HE	2-11	8,7	12,5	69,2	6,4	2,0	1,2	9,6	15,4	84,6	77,4	5,3	13,8
Eh	11-21	2,0	13,6	73,6	6,0	3,6	1,2	10,8	15,0	85,0	84,6	11,3	13,2
Eih	21-28	4,2	9,8	78,0	6,0	0,4	1,6	8,0	24,2	75,8	74,3	9,3	13,4
le	28-38	0,8	9,6	79,2	5,6	3,2	1,6	10,4	21,1	78,9	61,5	10,8	11,6
I	55-65	0,5	7,1	80,4	5,2	4,0	2,8	12,0	14,4	85,6	47,4	17,3	17,8
IP	96-106	0,2	9,8	78,0	5,2	4,4	2,4	12,0	15,8	84,2	74,0	16,6	16,8
PI(k)	121-131	0,3	6,3	85,6	4,6	1,2	2,0	7,8	17,2	82,8	51,5	16,3	16,6
Pk ₁	136-146	0,5	7,1	83,2	4,8	2,3	2,1	9,2	18,8	81,2	68,4	15,2	15,6
Pk ₂	180-190	0,1	7,5	84,0	3,2	3,2	2,0	8,4	15,6	84,4	36,8	14,4	14,4
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти (переліг)													
HE+E(h) орн.	0-10	0,8	10,0	79,2	3,2	6,0	0,8	10,0	9,1	90,9	61,1	13,3	14,0
	10-20	0,5	8,5	83,0	1,2	5,6	1,2	8,0	10,7	89,3	73,3	15,9	16,4
HE+E(h) п/орн.	20-31	0,2	7,6	81,4	5,2	3,6	2,0	10,8	11,5	88,5	53,8	18,6	18,8
le	31-40	0,2	5,4	84,4	4,4	4,0	1,6	10,0	8,9	91,1	46,4	18,6	18,8

Продовження табл. 7.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I	49-60	0,1	7,5	82,8	5,2	2,4	2,0	9,6	13,9	86,1	57,9	17,5	17,6
IP	71-80	0,1	7,5	84,8	4,4	0,8	2,4	7,6	18,8	81,2	52,6	16,7	16,8
Pi(k)	93-103	-	6,8	86,8	2,4	1,6	2,4	6,4	20,7	79,3	41,2	16,0	16,0
Pk ₁	113-123	0,1	6,3	86,6	2,2	2,8	2,0	7,0	19,4	80,6	25,3	13,7	13,8
Pk ₂	170-180	0,2	6,2	86,0	3,2	2,4	2,0	7,6	19,2	80,8	25,8	13,9	14,0
Сірі лісові ґрунти (ліс)													
He	3-10	4,6	27,0	60,4	4,4	2,8	0,8	8,0	12,5	87,5	36,7	8,2	12,4
	10-20	1,6	26,8	61,2	6,4	2,8	1,2	10,4	18,8	81,2	18,3	8,9	10,2
HE	20-29	5,0	28,2	53,2	8,4	3,6	1,6	13,6	16,7	83,3	31,3	5,6	10,4
leh	29-40	1,4	27,4	60,0	5,6	3,2	2,4	11,2	16,7	83,3	27,8	10,4	11,6
lh	56-70	3,5	30,9	52,4	6,8	4,8	1,6	13,2	11,1	88,9	46,5	10,0	13,2
	70-80	1,5	27,7	61,2	4,0	3,6	2,0	9,6	10,9	89,1	34,2	21,6	22,8
	90-101	2,2	28,4	58,0	5,2	4,2	2,0	11,4	9,3	90,7	38,6	19,3	21,2
IP	101-110	0,3	22,9	59,2	9,6	5,2	2,8	17,6	14,6	85,4	19,0	12,3	12,4
Pi	130-140	0,5	23,1	64,0	7,2	2,8	2,4	12,4	14,3	85,7	15,3	13,7	14,0
P(k)	143-154	0,7	24,7	64,4	5,8	2,8	1,6	10,2	12,9	87,1	22,0	15,2	15,8
Pkgj	190-200	0,4	22,4	66,4	5,6	2,4	2,8	10,8	19,7	80,3	19,3	14,9	15,2
Сірі лісові ґрунти (рілля)													
He орн.	0-10	4,7	36,9	46,8	5,2	5,2	1,2	11,6	16,7	83,3	39,4	7,3	11,2
	10-20	4,4	32,8	52,0	7,2	2,4	1,2	10,8	15,8	84,2	39,8	9,7	13,2
HE п/орн.	33-40	1,9	30,2	56,4	7,2	2,4	1,2	18,8	13,6	86,4	27,7	13,1	12,5
leh	47-60	2,8	31,8	53,4	7,6	3,2	1,2	12,0	12,5	87,5	32,9	11,3	13,6
lh	71-83	3,2	30,4	56,0	5,6	2,8	2,0	10,4	10,4	89,6	41,7	15,8	18,8
IP(h)	83-90	0,8	27,6	60,8	3,2	5,2	2,4	10,8	14,9	85,1	29,2	16,0	16,5
Pi	115-125	0,3	25,5	63,0	5,2	3,6	2,4	11,2	14,0	86,0	14,7	13,5	13,6
Pk	150-160	0,2	23,4	62,4	8,4	3,2	2,4	14,0	23,5	76,5	14,8	9,4	9,5
	190-200	0,3	28,5	62,0	4,8	2,0	2,4	9,2	26,7	73,3	24,3	11,4	11,6

Закінчення табл. 7.2

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Темно-сірі опідзолені ґрунти (рілля)													
He орн.	0-10	0,3	20,1	67,2	9,6	2,4	0,4	12,4	4,2	95,8	31,4	8,9	9,2
	10-20	0,1	19,5	66,8	7,2	6,0	0,4	13,6	4,2	95,8	24,5	8,8	8,8
	20-31	0,2	18,6	70,4	2,8	7,6	0,4	10,8	6,7	93,3	23,4	11,1	11,2
He п/орн.	31-40	-	18,0	70,4	7,2	4,0	0,4	11,6	2,9	97,1	35,6	12,8	12,8
HI	47-60	0,2	21,4	66,4	8,0	3,6	0,4	12,0	1,9	98,1	38,9	17,4	17,6
Ih	66-80	0,1	15,5	71,2	9,2	3,6	0,4	13,2	2,0	98,0	28,2	15,1	15,2
Pi(h)	99-110	-	16,4	71,2	5,6	6,0	0,8	12,4	4,2	95,8	12,2	13,2	13,2
P(i)	133-143	-	17,4	69,0	6,8	6,0	0,8	13,6	6,7	93,3	10,3	11,2	11,2
Pk	160-170	0,1	19,5	69,6	7,2	3,2	0,4	10,8	4,3	95,7	28,6	10,0	10,0
Чорноземи опідзолені глеюваті (рілля)													
He орн.	0-10	4,1	18,7	65,6	6,4	4,4	0,8	11,6	11,1	88,9	36,8	13,7	17,2
	10-23	2,5	15,9	69,6	6,0	5,2	0,8	12,0	8,3	91,7	28,3	13,5	15,2
He п/орн.	23-30	2,5	10,7	73,2	6,8	6,0	0,8	13,6	8,7	91,3	48,5	11,4	13,2
Hpie	39-50	3,7	15,1	70,4	4,8	4,8	1,2	10,8	9,7	90,3	55,3	16,1	19,2
	60-70	4,2	13,8	71,2	4,8	4,8	1,2	10,8	10,3	89,7	31,1	13,5	17,2
HP(e)jgl	76-86	2,6	13,0	72,0	4,8	5,6	2,4	12,4	16,1	83,9	39,7	14,2	16,0
Phkgj	105-119	1,6	11,6	75,6	5,2	4,0	2,0	11,2	16,4	83,6	22,7	12,0	12,6
	130-140	1,1	13,7	73,6	4,4	4,4	2,8	11,6	21,9	78,1	35,1	15,3	15,6
P(h)kgj	151-161	1,7	11,9	74,6	4,2	4,8	2,8	11,8	26,9	73,1	38,2	11,0	12,2
Pkgj	200-210	2,1	12,3	73,4	4,8	4,6	2,8	12,2	24,1	75,9	26,4	11,3	11,4

Фактор дисперсності (за М.А. Качинським) [29. – С.64] характеризує ступінь руйнування мікроагрегатів у воді. Найбільшу міцність мікроструктури мають досліджувані темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма, про що свідчать низькі величини фактора дисперсності (1,9 – 6,7%). У чорноземах опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма його величина збільшується у профілі до ґрунтоутворюючої породи. Цілинні ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма характеризуються високими показниками фактора дисперсності – до 24,2% в елювіальному добре ілювійованому гумусованому горизонті (E_{1h}) та ілювіальному елювійованому (E_e), в окультурених аналогах величина цього показника є меншою. Величина фактору дисперсності в гумусових горизонтах цілинних сірих лісових ґрунтів є теж більшою, порівняно з орними ґрунтами. Високі показники фактору дисперсності у верхніх горизонтах ґрунтів під лісом можна пояснити переважанням у складі гумусу фульвокислот, які надходять у ґрунт унаслідок гуміфікації лісової підстилки, і не створюють сприятливих умов для мікроагрегації [34. – С.110; 193].

У нижніх горизонтах досліджуваних ґрунтів величина фактору дисперсності збільшується. Причиною цього може бути низький вміст гумусу в ґрунтоутворюючій породі, а також переважання в його складі фульвокислот, які здатні проникати й нагромаджуватися в нижніх горизонтах ґрунтового профілю.

Фактор структурності є оберненою величиною до фактору дисперсності, характеризує водостійкість агрегатів. Найбільші значення цього показника відзначено в темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма – 93,3 – 98,1%. Гумусові горизонти орних ґрунтів мають ліпшу потенційну здатність до оструктурування порівняно з верхніми горизонтами ґрунтів під лісом.

Крім цих відносних показників, запропоновано низку абсолютних показників, що відтворюють вміст у ґрунтах стійких мікроагрегатів, і обчислюють їх за різницею однозначних фракцій мікроагрегатного та гранулометричного аналізів (Л.Д. Бейвер, 1956, В.М. Дімо, 1957, М.Д. Пустовойтов, 1960) [102].

Ступінь агрегатності за Бейвером і Родесом враховує співвідношення агрономічно цінних мікроагрегатів, розмір яких більший 0,05 мм, і кількість гранулометричних елементів того ж розміру. Збільшення цього показника означає поліпшення водостійкості структури [29. – С.64]. У ґрунтових профілях водостійкість мікроструктури знижується

до ґрунтоутворюючої породи, лише в досліджуваних чорноземах опідзолених не відзначено чіткої закономірності в зміні величини ступеня агрегатності у межах профілю. По-різному змінюється величина цього показника в орних ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах порівняно з цілинними. Підвищений вміст фракції піску у верхніх горизонтах цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів привів до поліпшення водостійкості мікроструктури цих ґрунтів порівняно з освоєними аналогами. Нижчий порівняно з орними ґрунтами вміст фракції піску в цілинних сірих лісових ґрунтах є причиною зниження ступеня агрегатності гумусових горизонтів сірих лісових ґрунтів під лісом.

Показник мікроструктурності (число агрегації) за В.М. Дімо значно чіткіше, ніж коефіцієнт структурності, передає диференціацію ґрунтового профілю. Його обчислюють як різницю між сумами фракцій грубого пилу та дрібного піску при мікроагрегатному і гранулометричному аналізах у відсотках. Чим вище число агрегації, тим гірша мікроагрегатність ґрунту [56]. Мікроагрегованість досліджуваних ґрунтів дещо збільшується в середній частині профілю (в ілювіальних горизонтах), проте у профілі чорноземів опідзолених такої закономірності не виявлено. Найвищими значеннями числа агрегації характеризуються ясно-сірі лісові окультурені ґрунти, де його величина коливається у вузькому діапазоні – 13,3 – 18,6%.

І.І. Лебедева (1967) пропонує порівнювати показник мікроструктурності з кількістю мулистої фракції гранулометричного складу, що дає змогу оцінити інтенсивність мікроструктурування і роль мулу в утворенні структури. Значення числа агрегації дещо збільшується відповідно до збільшення мулистої фракції в ілювіальному горизонті. Такої закономірності не виявлено в профілі чорноземів опідзолених, який є менш диференційований за розподілом мулу. Значне переважання величин числа агрегації за Дімо над вмістом мулу у всьому профілі відзначене в чорноземах опідзолених і ясно-сірих лісових ґрунтах. У профілях решти досліджуваних опідзолених ґрунтів таке співвідношення вказаних величин відзначене тільки у верхніх горизонтах. В.М. Дімо вважає, що у випадку переважання числа агрегації над вмістом мулу під час утворення мікроагрегатів бере участь не тільки мулиста фракція, але й фракція дрібного пилу. Таке явище характерне, як правило, для гумусових горизонтів, де фракція дрібного пилу містить значну кількість гумусу і має коагулятивну здатність [56; 96].

Показник мікроструктурності (число агрегації) за М.Д. Пустовойтовим обчислюється як різниця між сумами фракцій грубого пилю та дрібного й середнього піску при мікроагрегатному і гранулометричному аналізах, виражена у відсотках [2]. У верхніх горизонтах досліджуваних ґрунтів число агрегації за Пустовойтовим є вищим від числа агрегації за Дімо. Тривале сільськогосподарське освоєння ґрунтів привело до поліпшення мікроструктурності ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя, про що свідчать вищі показники числа агрегації за Пустовойтовим в орних горизонтах ґрунтів порівняно з цілиними ґрунтами.

Дослідникам не вдалося виявити прямої залежності між розмірами агрегатів та кількістю і якістю в них гумусу. Н.А. Титова та співавтори [184] стверджують, що група мулу концентрує 45 – 65% органічної речовини ґрунтів. А.Д. Воронін вважає, що в акумулятивних горизонтах чорноземів найбільша кількість гумусу міститься у фракції дрібного пилю (0,001 – 0,005 мм), в ґрунтах з кислою реакцією середовища і ненасичених основами – у фракції мулу (частинки розміром менше 0,001 мм) [38]. Ю.В. Куваєва та А.С. Фрід вважають, що тонкодисперсні частки (<0,05 мм) містять в собі 85 – 100% всієї органічної речовини ґрунту. Мул – це стійкий адсорбційний комплекс найменш зрілих гумусових речовин з глинистими мінералами і оксидами Феруму й Алюмінію, в яких знаходиться 45 – 65% загального Карбону ґрунту. Тонкий пил містить 20 – 30% від загального Карбону, в ньому переважають зрілі компоненти гумусу. Органічна речовина частинок розміром більше 0,005 мм становить 20 – 30% загального Карбону ґрунту [89].

Результати наших досліджень засвідчують, що опідзолені ґрунти Пасмового Побужжя характеризуються добре вираженою мікросструктурою. Темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма і чорноземи опідзолені глеуваті Дмитровицького пасма відзначаються високою міцністю мікроагрегатів, в утворенні яких бере участь не тільки мулиста фракція, але і фракція дрібного пилю, яка містить значну кількість гумусу і має коагулятивну здатність. Високий фактор дисперсності у верхніх горизонтах ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма пояснюється переважанням у складі гумусу фульвокислот, що не створює сприятливих умов для мікроагрегації.

Водостійкість мікроагрегатів ґрунтів території досліджень знижується в напрямку до ґрунтоутворюючої породи, що пояснюється зменшенням у тому ж напрямку вмісту гумусу. Гумусові горизонти досліджуваних ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів характеризуються ліпшою потенційною здатністю до оструктурення, порівняно з тими ж горизонтами цілинних ґрунтів.

7.2. Структурно-агрегатний склад

З мікроагрегатним станом тісно пов'язана структура ґрунтів. Агрегатний склад дуже динамічний в часі і суттєво залежить від сільськогосподарського використання ґрунтів. Структура ґрунту є одним із основних факторів його родючості. В структурному ґрунті створюються оптимальні умови водного, повітряного, теплового, поживного режиму і відповідно умови життя вищих рослин та мікроорганізмів.

З агрономічної точки зору, структурними є ті ґрунти, в яких переважають агрегати розміром 0,25 – 10 мм, і які вважають агрономічно цінними. Значний вміст агрегатів менше 0,25 мм зумовлює розпиленість ґрунту, а понад 10 мм – брилуватість [163. – С.77].

Структура утворюється у результаті склеювання гранулометричних фракцій ґрунту органічними та мінеральними колоїдами, причому перші відіграють у цьому процесі особливо активну роль. Вивченню форм зв'язку органічних сполук ґрунту з мінеральними, а отже і ролі органічних речовин у структуроутворенні, присвячені роботи К.К. Гедройца (1926, 1932), В.Р. Вільямса (1936), А.Ф. Тюліна (1928, 1938, 1946, 1958), Л.М. Александрової (1949, 1960, 1962, 1980), І.М. Антипова-Каратаєва (1948, 1960), М.А. Качинського (1950), М.М. Кононової (1943, 1951, 1963), П.В. Вершиніна (1948, 1958), Д.В. Хана (1957, 1969), М.І. Лактіонова (1998) та багатьох інших дослідників.

Розподіл гумусових речовин за фракціями елементарних ґрунтових частинок залежить від складу і структури мінеральної частини ґрунту, особливостей її поверхні, а також будови молекул гумусових речовин, їхніх розмірів і форми. Дискусійним є питання про механізм взаємодії гумусових кислот з поверхнею мінеральних компонентів ґрунту.

М.М. Кононова (1963) вважає, що мінеральна й органічна частини ґрунту міцно зв'язані завдяки залізокомплексам. Згідно з дослідженнями Д.В. Хана (1946), органо-мінеральні комплекси в ґрунтах утворюються внаслідок поглинання гумінових кислот глинистими мінералами як на поверхні кристалів, так і в середині останніх. Відпо-

відно до гіпотези О.Н. Соколовського (1919), гумусові речовини зв'язуються з мінеральною частиною ґрунту двома шляхами: через мостики з багатовалентних катіонів, насамперед Кальцію; шляхом взаємної дегідратації (коагуляції) мінеральних і органічних колоїдів [93]. За А.Д. Вороніним, гумусові речовини зв'язані з поверхнею глинистих мінералів, утворюючи ультрамікроагрегати, що складаються з кількох кристалів чи доменів, а не розподіляються у вигляді плівки на їхній поверхні [38]. М.І. Лактіонов вважає, що гумусові речовини вкривають поверхню глинистих мінералів своєрідною сіткою, блокуючи всі активні позитивні й негативні валентності на глинистих частках [93].

За шкалою оцінки структурного стану ґрунтів, розробленою С.І. Долговим і П.У. Бахтіним [2. – С.35 – 36], ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма під лісом характеризуються добрим структурним станом (вміст агрегатів розміром від 0,25 до 10 мм становить 64,7 – 68,1%). Коефіцієнт структурності в гумусовому елювіальному горизонті становить 1,84, в елювіальному є вищим – 2,13. Серед мезоагрегатів (0,25 – 10 мм) переважають зерниста та дрібногрудкувата фракції. Орний та підорний шари окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів відзначаються нижчим вмістом агрономічно-цінних агрегатів (40,0 – 47,1%) і переважанням (у два рази) брилуватої фракції порівняно з цілининими ґрунтами. Тому коефіцієнт структурності є низьким – 0,89 в орному і 0,67 – в підорному шарах, структурний стан визначається як задовільний (табл. 7.3).

Сірі лісові ґрунти Малехівського пасма характеризуються задовільним структурним станом. Сума агрегатів розміром 0,25 – 10 мм у гумусовому елювіюваному горизонті становить 52,4%, в гумусовому елювіальному – 43,8%. Серед мезоагрегатів переважають дрібногрудкуваті (3 – 5 мм). Коефіцієнт структурності становить відповідно 1,1 і 0,78. Оранка суттєво не змінила структурний стан сірих лісових ґрунтів. В орному шарі вміст агрономічно-цінних агрегатів становить 51,3%, в підорному – 48,6%. Коефіцієнт структурності дещо зменшився в орному шарі (1,05), проте збільшився у підорному (0,95) [137].

У досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма різко переважає брилувата фракція. Орний шар характеризується задовільним структурним станом. Домінують агрегати розміром більше 1 мм. Коефіцієнт структурності є найнижчим із всіх досліджуваних ґрунтів і становить 0,63. У підорному шарі збільшується вміст макроагрегатів (агрегати розміром більше 10 мм) і, отже, знижується

вміст мезоагрегатів, коефіцієнт структурності становить 0,55. За шкалою оцінки структурного стану, орний шар темно-сірих опідзолених ґрунтів характеризується як незадовільний (вміст повітряно-сухих агрегатів розміром від 0,25 до 10 мм становить 20 – 40%) [2].

Структурний стан чорноземів опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма є задовільним в орному і добрим в підорних шарах [2]. Орний шар містить більшу кількість брилуватих агрегатів і коефіцієнт структурності сягає 1,21. У підорних шарах зменшується вміст брилуватих фракцій, а отже, і збільшується коефіцієнт структурності до 1,76 – 1,92 [137].

Таким чином, найліпшу структуру мають досліджувані цілинні (під лісом) ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма, а серед орних ґрунтів – чорноземи опідзолені глеюваті Дмитровицького пасма. Сільськогосподарське освоєння дещо погіршило структурний стан ясно-сірих лісових ґрунтів, практично не зазнав змін стан структури сірих лісових ґрунтів.

Однією з причин погіршення структурного стану є зменшення вмісту загального гумусу та зниження величин ємності катіонного обміну при розорюванні ґрунту [167. – С.73]. Значну деградацію структури темно-сірих опідзолених ґрунтів можна також пояснити механічним руйнуванням знаряддями обробітку і ходовими системами сільськогосподарської техніки. Дослідженнями В.В. Медведєва встановлено, що внаслідок систематичної оранки та руйнування структурних агрегатів ходовими системами тракторів, коефіцієнт структурності зменшується більше як у два рази [104].

Досліджувані сірі лісові ґрунти Малехівського пасма знаходяться у приватному секторі (присадибна ділянка), де рідко використовується важка техніка, вносяться органічні добрива, що, очевидно, є причиною ліпшого оструктурення цих ґрунтів порівняно з темно-сірими опідзоленими ґрунтами Смереківського пасма.

Найістотніших змін при освоєнні ґрунтів зазнає вміст водостійких агрегатів [177]. Здатність протистояти тривалому розмивному впливу води (міцність агрегатів) залежить від якості гумусу, зумовлена цементацією гранулометричних елементів гумусом [29. – С.57].

Гумусові речовини (їхня кількість і якісний склад) є основним склеюючим матеріалом, що сприяє утворенню водостійких агрегатів. Агрегати, утворені без участі органічної речовини, не є водостійкими [36]. Проте не виявлено прямої залежності між розмірами агрегатів,

Таблиця 7.3

Структурно-агрегатний склад ґрунтів Пасового Побужжя
(чисельник – сухе просіювання, %; знаменник – мокре просіювання, %)

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Розміри агрегатів, у мм / вміст, у %									Сума водостійких агрегатів >0,25мм	Показники структурного стану		
		>10	10 – 7	7 – 5	5 – 3	3 – 2	2 – 1	1 – 0,5	0,5 – 0,25	<0,25		Коефіцієнт структурності	Показник водостійкості, %	Коефіцієнт водостійкості (за Медведєвим)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Ясно-сірі лісові ґрунти (ліс)														
HE	2-11	23,0	8,2	6,8	13,2	7,9	14,9	6,8	6,9	12,3	68,5	1,84	105,7	0,8
					29,9	10,6	12,0	8,6	7,4	31,5				
E(h)	11-21	24,3	13,5	9,2	14,4	7,3	13,8	4,7	5,2	7,6	60,8	2,13	89,4	0,7
					9,7	12,5	14,5	13,5	10,6	39,2				
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти (переліг)														
HE+E(h) орн.	0-20	47,5	9,5	6,6	9,2	5,3	6,7	5,5	4,3	5,4	50,6	0,89	107,4	0,5
					7,6	4,6	8,3	11,2	18,9	49,4				
HE+E(h) п/орн.	20-31	53,5	8,3	5,0	8,7	7,1	4,3	3,2	3,4	6,5	45,9	0,67	114,8	0,5
					4,2	6,3	7,0	6,5	21,9	54,1				
Сірі лісові ґрунти (ліс)														
He	3-20	44,3	11,5	7,9	11,6	5,9	9,3	3,2	3,0	3,3	63,4	1,10	121,0	0,7
					26,7	1,6	9,4	11,5	14,1	36,6				

Закінчення табл. 7.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
HE	20-29	52,9	11,2	6,2	8,5	4,6	7,4	2,9	3,1	3,3	53,3	0,78	121,6	0,6
					8,4	2,9	21,2	6,8	14,0	46,7				
Сірі лісові ґрунти (рілля)														
He орн.	0-33	43,5	8,9	7,9	10,2	5,5	10,1	4,5	4,2	5,2	40,4	1,05	78,7	0,4
					4,8	1,4	11,4	3,4	19,4	59,6				
HE п/орн.	35-45	49,4	14,6	9,6	11,0	4,3	5,6	1,8	1,7	2,0	52,2	0,95	107,4	0,5
					1,1	5,1	31,0	4,0	6,1	47,8				
Темно-сірі опідзолені ґрунти (рілля)														
He орн.	0-31	59,3	8,3	7,5	8,0	5,7	6,3	1,4	1,5	2,0	50,9	0,63	131,5	0,5
					4,4	2,5	3,0	11,4	29,6	49,1				
He п/орн.	34-44	62,6	9,0	7,6	7,6	4,8	4,5	1,1	1,0	1,8	32,1	0,55	90,2	0,3
					0	0,2	0,2	4,3	27,4	67,9				
Чорноземи опідзолені глеюваті (рілля)														
He орн.	0-23	42,5	19,3	9,9	10,6	6,4	6,0	1,3	1,3	2,7	57,4	1,21	104,7	0,6
					7,9	19,5	7,3	10,4	12,3	42,6				
He п/орн.	26-36	29,4	12,1	9,6	13,4	11,3	13,3	2,7	3,4	4,8	57,4	1,92	87,4	0,6
					6,2	2,7	22,6	10,4	15,5	42,6				
Hpeі	53-63	30,6	15,1	9,6	12,7	9,4	10,8	2,8	3,4	5,6	57,0	1,76	89,3	0,6
					0,2	2,2	28,2	10,0	16,4	43,0				

кількістю та якістю гумусу в них [38; 132]. Деякі дослідники (В.В. Медведєв, М.М. Нікольський) вказують на те, що водостійкі макроагрегати містять більше як загального Карбону, так і Карбону гумінів і гумінових кислот порівняно з мікроагрегатами. Інші вважають (В.К. Орлова), що із зменшенням розмірів агрегатів вміст гумусу і вміст міцно зв'язаних органічних речовин збільшується. За Д.В. Ханом, найбільша кількість гумусових речовин знаходиться у макроагрегатах, бо вони містять більшу кількість мікроагрегатів (порівняно з розпиленими фракціями), які з'єднані між собою за допомогою гумусових речовин. Тому найменша кількість гумусових речовин міститься у фракції розміром менше 0,25 мм [193].

Ф.Ю. Гельцер (1940) відзначає, що кількість органічної речовини не відіграє суттєвої ролі в утворенні водостійкості агрегатів. Д.В. Хан, П.В. Вершинін та багато інших дослідників вважають, що утворення водостійких агрегатів пов'язане з наявністю у ґрунтах гумінової кислоти з великою кількістю карбоксильних груп [34; 117; 193]. О.Н. Соколовський виділяє дві форми гумусу – активний, який бере участь в утворенні ґрунтової структури, виконуючи роль клею, і пасивний, що не бере участі в утворенні структури, але здатний до пептизації та забезпечує водостійкість структурних агрегатів. Отже, активний гумус – фактор утворення, пасивний – водостійкості ґрунтових агрегатів [92; 94].

Водостійкість структурних фракцій збільшується обернено пропорційно до їхніх розмірів. В.В. Медведєв зазначає, що тривале сільськогосподарське використання ґрунтів як орних земель призводить до значного зменшення вмісту водостійких агрегатів (розміром більше 0,25 мм) і коефіцієнта водостійкості [102]. Це підтверджується і нашими дослідженнями. Коефіцієнт водостійкості за В.В. Медведєвим, який визначається як відношення суми агрегатів розміром більше 0,25 мм при мокрому просіюванні до суми агрегатів того ж розміру при сухому просіюванні, є вищим у цілинних ґрунтах. Так, у ясно-сірих лісових ґрунтах під лісом (Куликівське пасмо) він становить 0,7 – 0,8, в окультурених ґрунтах – 0,5. Гумусові горизонти сірих лісових ґрунтів під лісом характеризуються коефіцієнтом водостійкості, що сягає 0,6 – 0,7, їхні орні аналоги – 0,4 – 0,5. Нижчим є коефіцієнт водостійкості в підорних шарах темно-сірих опідзолених ґрунтів порівняно із орним шаром – 0,3 і 0,5, відповідно, що спричинено різким переважанням (у 25 – 38 разів) вмісту агрегатів розміром менше 0,25 мм при мокрому

просіюванні над агрегатами цього ж розміру при сухому просіюванні. У гумусових горизонтах чорноземів опідзолених цей показник становить 0,6.

Показник водостійкості (%) засвідчує співвідношення фракцій розміром від 0,25 до 10 мм при мокрому просіюванні до фракцій цього ж розміру при сухому просіюванні. Найвищим показником водостійкості характеризується орний гумусовий елювіований горизонт темно-сірих опідзолених ґрунтів – 131,5%. Значним переважанням мезоагрегатів, виділених при мокрому просіюванні над мезоагрегатами, виділеними при сухому просіюванні, відзначаються і сірі лісові ґрунти під лісом – приблизно 121%. Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів позитивно вплинуло на їхню водостійкість, про що свідчить вищий, порівняно з ґрунтами під лісом, показник водостійкості – 107,4% в орному шарі, 114,8% у підорному (табл. 7.3).

Отже, найліпшу структуру мають цілинні ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма, серед орних ґрунтів – чорноземи опідзолені глеюваті Дмитровицького пасма.

Низький рівень агрокультури ґрунтів призвів до збільшення в орних шарах ґрунтів вмісту брилуватих агрегатів і, загалом, до погіршення структурного стану ґрунтів, особливо досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма. Зменшилася міцність агрегатів, здатність протистояти руйнівній дії води, основною причиною чого є, очевидно, механічне руйнування знаряддями обробітку і ходовими системами сільськогосподарської техніки.

7.3. Складення

Основними показниками, які визначають складення ґрунту є щільність твердої фази ґрунту, щільність будови, загальна шпаруватість і шпаруватість аерації.

7.3.1. Щільність твердої фази ґрунту. Щільність твердої фази ґрунту залежить від його хімічного та мінералогічного складу і визначається середньою величиною щільності твердої фази речовин, які складають ґрунт, і їхнім відносним вмістом [29. – С.90]. Серед первинних мінералів опідзолених ґрунтів переважає кварц (82%) і польові шпати (10%), серед вторинних – гідрослюди (60 – 80%), каолінит (10 – 20%), монтморилоніт (5 – 25%), щільність твердої фази яких становить 2,4 – 2,8 г/см³. Щільність твердої фази гумусу сягає 1,2 – 1,4 г/см³ [154]. Отже, чим багатший ґрунт гумусом, тим менша щільність твер-

дої фази ґрунту. Порівняно з іншими фізичними величинами, щільність твердої фази ґрунту варіює у вузьких межах і найменше піддається динаміці в часі [74].

Щільність твердої фази досліджуваних ґрунтів коливається у вузькому інтервалі. Найнижчі значення цієї величини характерні для гумусових горизонтів, де є найвищий вміст гумусу, вниз по профілю щільність твердої фази ґрунтів зростає. Найнижчі, порівняно з іншими ґрунтами, значення цього показника мають чорноземи опідзолені Дмитровицького пасма, що пояснюється значним вмістом гумусу у всьому профілі цих ґрунтів. У межах профілю щільність твердої фази ґрунту коливається від 2,54 до 2,60 г/см³ і лише з глибини 150 см збільшується до 2,65 г/см³. Низькими величинами щільності твердої фази відзначаються і темно-сірі опідзолені ґрунти Смереківського пасма, в яких цей показник сягає 2,54 – 2,58 г/см³ в орному шарі. Щільність твердої фази ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів є дещо вищою (табл. 7.4).

Відзначено збільшення величини цього показника у верхніх горизонтах сільськогосподарсько освоєних ґрунтів порівняно з цілиними, що, можливо, спричинене інтенсивнішим розвитком вивітрювання у верхніх шарах орних ґрунтів.

7.3.2. Щільність будови ґрунту. Гумусованість ґрунту, його біогенність і структурний стан впливають на щільність ґрунту. Значна кількість органічної речовини сприяє зниженню щільності будови. Проте щільність будови ґрунту більше залежить від складення і структурного стану ґрунтів. Оптимальна щільність будови ґрунтів для орного горизонту – 1,0 – 1,2 (1,3) г/см³ при шпаруватості 55 – 60% [25; 30; 141]. У процесі ущільнення ґрунтів зменшується не тільки загальний об'єм шпар, але і їхній розмір, що впливає на стан кореневих волосків, які не можуть розвиватися при розмірі шпар, що менші 10 мкм. Ущільнений ґрунт погано вбирає та фільтрує вологу, а це за наявності грозових опадів сприяє збільшенню поверхневого стоку й ерозії, зниженню вологозабезпечення рослин [141. – С.60].

За класифікацією щільності орних ґрунтів М.А. Качинського [74. – С.51 – 53], опідзолені ґрунти території досліджень характеризуються як середньо щільні (щільність будови в шарі 0 – 20 см коливається в межах 1,2 – 1,4 г/см³) (табл. 7.4).

У ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах під лісом збільшується щільність будови в ілювіальних горизонтах, які зазнають ущільнення в результаті процесів акумулювання в цих горизонтах мулистих часток і півтораокислів.

Сільськогосподарське використання ґрунтів призводить до ущільнення верхнього шару (орного), але найбільшого ущільнення зазнає підорний шар, внаслідок утворення щільної "підорної підшви". За даними В.В. Медведєва і В.Г. Цибулька (1981) деформація й ущільнення під впливом знарядь обробітку поширюються на глибину 40 – 50 см [103; 154]. Це підтверджується і нашими дослідженнями (табл. 7.4).

Таблиця 7.4

Загальні фізичні властивості ґрунтів Пасмового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Щільність, г/см ³		Шпаруватість, %		Польова волога, %
		твердої фази	будови	загальна	аерації	
Ясно-сірі лісові ґрунти (ліс)						
1	2	3	4	5	6	7
HE	0-11	2,56	0,86	66,4	43,9	26,1
Eh	11-21	2,59	1,08	58,3	41,2	15,9
Eih	21-28	2,63	1,07	59,3	43,6	14,6
Ie	28-38	2,67	1,22	54,3	33,8	16,8
	38-45	2,68	1,31	51,1	25,5	19,5
I	45-55	2,67	1,38	48,3	20,0	20,5
	55-70	2,69	1,40	48,0	16,5	22,5
	70-83	2,68	1,42	47,0	16,0	21,9
IP	83-90	2,69	1,38	48,7	18,1	22,2
	90-100	2,69	1,36	49,4	19,3	22,1
	100-110	2,66	1,33	50,0	25,3	18,6
Pi(k)	121-131	2,69	1,38	48,7	26,2	16,3
P _{1k}	136-146	2,71	1,41	48,0	26,4	15,3
P _{2k}	180-190	2,70	1,43	47,0	27,1	13,9
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти (переліг)						
HE+E(h)орн.	0-10	2,62	1,32	49,6	25,6	18,2
	10-20	2,65	1,33	49,8	26,8	17,3
HE+E(h)п/орн.	20-31	2,67	1,32	50,6	27,9	17,2
Ie	31-40	2,69	1,44	46,5	17,9	19,8
	40-49	2,70	1,40	48,2	19,1	20,8
I	49-60	2,70	1,40	48,1	19,8	20,2
	60-71	2,70	1,36	49,6	23,2	19,4
IP	71-80	2,70	1,36	49,6	23,5	19,2
	80-89	2,71	1,37	49,4	25,8	17,2
	89-100	2,71	1,36	49,8	28,2	15,9
Pi(k)	100-107	2,71	1,38	49,1	25,8	16,9
	113-123	2,72	1,42	47,6	21,8	18,2
P _{1k}	113-123	2,72	1,42	47,6	21,8	18,2
P _{2k}	170-180	2,70	1,43	47,0	23,4	16,5

Продовження табл. 7.4

1	2	3	4	5	6	7
Сірі лісові ґрунти (ліс)						
He	0-10	2,57	1,01	60,7	38,3	22,2
	10-20	2,59	1,11	57,1	35,4	19,5
HE	20-29	2,64	1,26	52,3	29,9	17,8
Ieh	29-40	2,66	1,34	49,6	34,6	11,2
	40-50	2,67	1,38	48,3	31,5	12,2
	50-56	2,67	1,45	45,7	28,8	11,6
Ih	56-70	2,66	1,55	41,7	23,3	11,9
	70-80	2,65	1,51	43,0	23,0	13,2
	80-90	2,65	1,48	44,2	23,4	14,1
	90-101	2,68	1,49	44,4	23,9	13,8
IP	114-124	2,67	1,43	46,4	28,3	12,7
Pi	130-140	2,72	1,39	48,9	36,2	9,1
P	143-154	2,72	1,40	48,5	35,3	9,4
PkgI	190-200	2,73	1,44	47,3	32,8	10,1
Сірі лісові ґрунти (рілля)						
He орн.	0-10	2,64	1,28	51,5	26,6	19,5
	10-20	2,65	1,29	51,3	24,5	20,8
	20-33	2,64	1,33	49,6	19,9	22,3
HE п/орн.	33-37	2,65	1,58	40,4	10,9	18,7
	37-47	2,65	1,54	41,9	14,3	17,9
Ieh	47-60	2,67	1,44	46,1	20,5	17,8
	60-71	2,67	1,43	46,4	19,9	18,5
Ih	71-83	2,66	1,46	45,1	17,8	18,7
IP(h)	83-90	2,67	1,41	47,2	20,5	18,9
	90-100	2,67	1,40	47,6	20,3	19,5
Pi	115-125	2,67	1,37	48,7	24,2	17,9
Pk	130-140	2,69	1,37	49,1	28,6	14,9
	140-150	2,71	1,40	48,3	29,0	13,8
	190-200	2,73	1,43	47,6	27,2	14,3
Темно-сірі опідзолені ґрунти (рілля)						
He орн.	0-10	2,54	1,35	46,9	13,2	25,0
	10-20	2,56	1,37	46,5	15,3	22,8
	20-31	2,58	1,51	41,5	7,8	22,3
He п/орн.	31-40	2,55	1,53	40,0	3,0	24,2
	40-47	2,59	1,48	42,9	7,4	24,0
HI	47-60	2,59	1,46	43,6	8,1	24,3
	60-66	2,59	1,44	44,4	7,4	25,7
Ih	66-80	2,59	1,46	43,6	5,6	26,0
	80-90	2,59	1,42	45,2	6,7	27,1
	90-99	2,61	1,45	44,4	6,0	26,5

Закінчення табл. 7.4

1	2	3	4	5	6	7
P _i (h)	99-110	2,60	1,43	45,0	6,7	26,8
	110-120	2,63	1,42	46,0	6,1	28,1
P _j (i)	133-143	2,63	1,41	46,4	8,2	27,1
P _k	160-170	2,62	1,43	45,4	21,4	16,8
Чорноземи опідзолені глеюваті (рілля)						
He орн.	0-10	2,57	1,34	47,9	21,6	19,6
	10-23	2,55	1,31	48,6	21,9	20,4
He п/орн.	23-30	2,54	1,54	39,4	17,4	14,3
	30-39	2,54	1,48	41,7	19,7	14,9
Hpe _i	39-50	2,58	1,43	44,6	21,6	16,1
	50-60	2,59	1,32	49,0	25,3	18,0
	60-70	2,57	1,29	49,8	25,2	19,1
	70-76	2,57	1,35	47,5	20,9	19,7
HP(e)jgl	76-85	2,60	1,35	48,1	21,5	19,7
	85-95	2,60	1,34	48,5	22,1	19,7
	95-105	2,57	1,37	46,7	21,1	18,7
Phkgl	105-115	2,59	1,37	47,1	23,9	16,9
	125-135	2,61	1,41	46,0	22,2	15,0
P(h)kgl	151-161	2,65	1,50	43,4	22,3	13,7
Pkgl	200-210	2,65	1,53	42,3	19,5	14,9

Оранка ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів призвела до збільшення щільності будови їхніх верхніх горизонтів. Криві профільного розподілу щільності будови орних та цілинних сірих лісових ґрунтів перетинаються на глибині 55 см, ясно-сірих лісових – 60 см (рис. 7.2).

Щільність будови ґрунтоутворюючої породи є майже однаковою у всіх досліджуваних ґрунтах і становить 1,41 – 1,44 г/см³. Лише в чорноземах опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма щільність будови є вищою і сягає на глибині 200 см – 1,53 г/см³, що спричинено оглеєнням нижньої частини профілю.

7.3.3. Шпаруватість. Величина шпаруватості залежить від гранулометричного складу ґрунту, структурності та мікроагрегатності, від вмісту живих організмів і органічної речовини, в культурних ґрунтах – від способів обробки. У середньому величина шпаруватості коливається в межах 40 – 60% від об'єму ґрунту. В орних ґрунтах загальна шпаруватість нижча 30 – 40% вважається агрономічно несприятливою [76. – С.322 – 360].

О.Г. Растворова вважає, що для забезпечення оптимальних фізичних умов суглинкових ґрунтів, загальна шпаруватість орного шару має становити 55 – 65%, а шпаруватість аерації – понад 20% [165].

Досліджувані опідзолені ґрунти характеризуються незадовільною шпаруватістю, оскільки величина загальної шпаруватості орних шарів становить менше 50%. Найвища шпаруватість відзначена у верхніх горизонтах цілинних ґрунтів (більше 50%) (табл. 7.4).

Ґрунти Пасмового Побужжя добре аеровані. Так, шпаруватість аерації у верхніх горизонтах досліджуваних ґрунтів (у т. ч. в орних шарах) становить близько 50% від загальної шпаруватості, тобто половина усіх шпар ґрунтів зайнята повітрям, що створює сприятливий повітряний режим для вирощуваних сільськогосподарських культур. Помітно зменшується об'єм шпар, зайнятих повітрям у підорних шарах.

Шпаруватість аерації залежить від величини польової вологи ґрунту. Високий вміст вологи в темно-сірих опідзолених ґрунтах Смереківського пасма у момент відбору зразків, спричинений тривалим випаданням дощів, призвів до зменшення об'єму шпар, зайнятих повітрям. В орному шарі темно-сірих опідзолених ґрунтів шпаруватість аерації втричі менша від загальної шпаруватості, в нижніх горизонтах – у 5 – 8 разів менша. М.А. Качинський [29. – С.115] зазначає, що пористість аерації має становити не менше 20 – 25% від загальної пористості, отже, темно-сірі опідзолені ґрунти характеризуються незадовільним повітряним режимом.

Шпаруватість аерації лесоподібних суглинків території досліджень є більшою за 20% при польовій волозі більше 10% (табл. 7.4).

Тривале сільськогосподарське використання опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя призвело до ущільнення верхніх горизонтів ґрунтів, зменшення шпарового простору.

З метою поліпшення фізичних властивостей автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя необхідно знизити механічне навантаження на них під час обробітку, вносити достатню кількість органічних добрив, ввести у сівозміну багаторічні трави.

РОЗДІЛ 8 ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ

Знання характеру і напрямку хімічних і фізико-хімічних ґрунтових процесів дає змогу встановити закономірності ґрунтоутворення, а також з'ясувати генезис ґрунтів. У разі перетворення природних фітоценозів на агроценози важливим завданням є вивчення зміни фізико-хімічних процесів, що відбуваються при культурному впливі на ґрунт [37. – С.5].

8.1. Ємність катіонного обміну та склад увібраних основ

Ємність катіонного обміну та склад увібраних основ кількісно характеризують фізико-хімічну вбирну здатність ґрунту, яка є однією з найважливіших. Спроможність утримувати певну кількість катіонів у обмінній формі визначає величину ємності вбирання ґрунту, яка залежить від вмісту високодисперсних часток у ґрунті, хімічного та мінералогічного складу ґрунтових колоїдів, реакції ґрунтового розчину [37].

Носіями обмінно-вбирної здатності ґрунту є його органічні й мінеральні колоїди. Органічні ґрунтові колоїди – гумусові речовини – мають значно більшу вбирну здатність порівняно з мінеральними. У складі гумусу наявні карбоксильні групи, здатні обмінювати йон Гідрогену на інші катіони, фенольні групи, Гідроген яких обмінюється катіонами лише при лужній реакції, та аміногрупи, які за певних умов можуть обмінно вбирати аніони й обмінювати їх на інші аніони [37. – С.138 – 142; 133.– С.260].

Чим більше гумусу в ґрунті, тим вищий відсоток від загальної ємності вбирання зв'язаний з органічними колоїдами. Гумус може обмінно поглинати в десять разів більше катіонів, ніж така ж наважка колоїдів глинистих мінералів, але внаслідок переважання останніх, навіть у найбагатших гумусом ґрунтах увібрані катіони розподілені приблизно порівну між органічними й мінеральними колоїдами [133]. М.І. Лактіонов вважає, що ємність вбирання ґрунтів у гумусових горизонтах при вмісті гумусу 1% і більше, повністю зумовлена гумусом [93. – С.81].

Згідно з літературними даними, збільшення вмісту гумусу на 0,1% збільшує ємність вбирання на 0,4 – 0,6 ммоль/100 г ґрунту [129].

К.К. Гедройц зазначав, що всі властивості ґрунту, які визначають врожай сільськогосподарських рослин, залежать від ґрунтового вбирного

комплексу. Серед обмінно-ввібраних ґрунтом катіонів зазвичай переважає Кальцій, на другому місці – Магній, в незначній кількості наявні йони Калію й амонію, в кислих ґрунтах – йон Гідрогену [133]. Склад увібраних основ визначає стійкість ґрунтового вбирного комплексу, тобто його здатність чинити опір руйнівній дії води, значною мірою визначає ефективність дії внесених добрив і меліорантів [42]. Увібраний Кальцій сприяє накопиченню гумусових речовин, сповільнює процес підзолювання, є регулятором кислотності, тому цьому елементу відводять позитивну роль під час визначення режиму основних поживних речовин у верхніх горизонтах ґрунтів.

Сільськогосподарське освоєння ґрунтів змінює склад увібраних катіонів, оскільки вони є найбільш рухомою частиною твердої фази, легко вступають у взаємодію з ґрунтовым розчином. Насичення колоїдного комплексу Кальцієм під дією окультурення інтенсивніше зростає в ненасичених основами ґрунтах [141. – С.30 – 68]. В акумулятивних горизонтах ємність вбирання зростає пропорційно збільшенню вмісту гумусу та мулистої фракції і досягає максимуму в орному шарі сильно окультурених ґрунтів.

Зміна лісової рослинності на трав'яну, зміна мікрокліматичних умов, які посилюють висхідні рухи води та підняття у верхні горизонти ґрунту сполук Кальцію, сприяють збільшенню величини ємності катіонного обміну. Важливу роль у збагаченні ґрунтів ввібраними катіонами відіграють землерії, кількість яких зростає після вирубування лісів. Перемішуючи ґрунтові горизонти з карбонатною породою, землерії створюють додаткові джерела Кальцію і Магнію, за рахунок яких поповнюються запаси ввібраних катіонів [16. – С.106].

На величину ємності катіонного обміну має вплив внесення мінеральних і органічних добрив. Порівняно невисоке накопичення обмінних основ у лісових ґрунтах пояснюється бідністю рослинного опаду. Внесення органічних добрив сприяє збільшенню вмісту ввібраних основ. На думку В.К. Пестрякова, вплив органічного добрива на збільшення вмісту обмінних основ у складі обмінних катіонів проявляється майже на всю глибину профілю ґрунтів [131. – С.209].

Сірі лісові ґрунти характеризуються невисокою ємністю катіонного обміну, що зумовлено низьким вмістом гумусу, кислою реакцією ґрунтового розчину, збідненням верхніх горизонтів ґрунтів мулом [154].

Сума ввібраних катіонів у гумусовому елювіальному горизонті ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом (Куликівське пасмо) становить

12,5 ммоль/100 г ґрунту, в елювіальному гумусованому знижується до 8,0 і 6,0 ммоль/100 г ґрунту. В ілювіальному горизонті вміст увібраних катіонів збільшується до 19,0 ммоль/100 г ґрунту. Зниження суми ввібраних основ у елювіальному горизонті та збільшення цієї величини в ілювіальному горизонті пояснюється насамперед збідненням елювіального горизонту мулистю фракцією та значним вмістом її в ілювіальному горизонті. У складі ввібраних катіонів переважають катіони Кальцію й Магнію. Їхній вміст є майже однаковим, про що свідчить і відношення $Ca^{2+}: Mg^{2+}$, яке в середньому становить 1,0 (табл. 8.1). Ступінь насичення основами є найнижчим у елювіальному горизонті цілинних ґрунтів – 38,7 – 49,4%, з глибиною збільшується. Згідно із прийнятими оцінками ступінь насичення основами досліджуваних ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом характеризується як низький в елювіальному і середній в ілювіальному горизонтах [64. – С.176].

Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів стало причиною збільшення ємності катіонного обміну. Сума ввібраних катіонів в орному шарі коливається в межах 18,0 – 20,0 ммоль/100 г ґрунту. Відношення $Ca^{2+}: Mg^{2+}$ є більшим 1,0, а в ілювіальному елювійованому горизонті – більше 2,0, що свідчить про збільшення вмісту Кальцію в складі ввібраних катіонів окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів. Збільшився й ступінь насичення основами, який характеризується як підвищений в орному шарі (89,1 – 89,6%) і високий в ілювіальному горизонті (більше 90%).

Ємність катіонного обміну досліджуваних сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма є дещо вищою, ніж ясно-сірих лісових ґрунтів. Сума ввібраних катіонів коливається в гумусовому елювійованому горизонті в межах 8,5 – 10,0 ммоль/100 г ґрунту та збільшується в напрямку до ґрунтоутворюючої породи. У всьому профілі ґрунтів вміст Кальцію переважає над вмістом Магнію, відношення $Ca^{2+}: Mg^{2+}$ є більшим 1,0, а в перехідному до породи горизонті – більшим 5,0. До глибини 50 см вміст Кальцію коливається від 4,0 до 6,5 ммоль/100 г ґрунту. Вміст цього йону збільшується на тих глибинах, де відзначене гумусонакопичення. В ілювіальному горизонті дещо збільшується вміст Магнію.

Ступінь насичення основами сірих лісових ґрунтів під лісом характеризується як низький в горизонтах He і HE (41,4 – 46,3%), середній у верхній частині ілювіального горизонту (55,9 – 60,5%) і високий у перехідному до породи горизонті (90,5 – 92,6%) (табл. 8.1).

Таблиця 8.1

Фізико-хімічні властивості ґрунтів Пасового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Величина рН		Вміст гумусу, %	Ввібрані катіони		Сума ввібраних катіонів	Гідролітична кислотність	Са ²⁺ : Mg ²⁺	Ступінь насичення основами, %	Вміст СаСО ₃ , %
		сольового	водного		Са ²⁺	Mg ²⁺					
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ясно-сірі лісові ґрунти (ліс)											
HE	2-11	3,6	5,9	1,94	6,0	6,5	12,5	10,2	0,9	55,1	-
Eh	11-21	3,6	6,1	0,98	4,0	4,0	8,0	8,2	1,0	49,4	-
EIh	21-28	3,5	6,0	1,10	3,0	3,0	6,0	9,5	1,0	38,7	-
Ie	28-38	3,5	6,1	0,71	3,5	2,5	6,0	8,2	1,4	42,3	-
	38-45	3,6	6,4	0,60	6,5	6,5	13,0	6,7	1,0	66,0	-
I	45-55	3,7	6,5	0,48	8,5	10,5	19,0	5,8	0,8	76,6	-
	55-65	3,7	6,5	0,45	9,0	9,0	18,0	5,4	1,0	76,9	-
	65-75	3,9	6,6	-	-	-	-	-	-	-	-
	75-83	3,9	6,6	-	-	-	-	-	-	-	-
IP	83-90	3,9	6,7	-	-	-	-	-	-	-	-
	90-100	4,1	6,5	-	-	-	-	-	-	-	-
	100-110	4,5	6,6	-	-	-	-	-	-	-	-
Pi(k)	121-131	7,3	7,4	-	-	-	-	-	-	-	1,64
Pk1	136-146	-	7,5	-	-	-	-	-	-	-	11,46
Pk2	170-180	-	7,5	-	-	-	-	-	-	-	10,23
Ясно-сірі лісові окультурені ґрунти (переліг)											
HE+E(h) орн.	0-10	5,1	7,2	1,54	9,5	8,0	18,0	2,2	1,1	89,1	-
	10-20	5,3	7,1	1,43	9,5	9,5	19,0	2,2	1,0	89,6	-
HE+E(h) п/орн.	20-31	5,2	7,0	0,61	11,5	8,5	20,0	1,8	1,3	91,7	-

Продовження табл. 8.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
le	31-40	5,4	7,1	0,60	12,0	5,5	17,5	1,5	2,0	92,1	-
	40-49	5,5	6,9	0,49	12,5	4,0	16,5	1,1	2,7	93,8	-
l	49-60	5,5	7,0	0,24	12,5	3,5	16,0	1,0	3,6	94,1	-
	60-71	5,5	7,0	0,27	13,0	3,5	16,5	1,0	3,7	94,3	-
lP	71-80	5,4	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-
	80-89	5,6	6,9	-	-	-	-	-	-	-	-
Pi(k)	89-100	6,3	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-
	100-107	7,1	7,3	-	-	-	-	-	-	-	3,27
Pk ₁	113-123	-	7,5	-	-	-	-	-	-	-	6,96
Pk ₂	170-180	-	7,7	-	-	-	-	-	-	-	10,64
Сірі лісові ґрунти (ліс)											
He	3-10	3,5	5,6	2,78	5,0	5,0	10,0	11,6	1,0	46,3	-
	10-20	3,4	5,9	2,09	5,5	3,0	8,5	11,3	1,8	42,9	-
HE	20-29	3,5	5,8	1,38	4,0	3,5	7,5	9,6	1,1	41,4	-
leh	29-40	3,7	5,8	1,02	5,5	4,5	10,0	7,9	1,2	55,9	-
	40-50	3,6	6,0	1,04	6,5	6,5	13,0	8,5	1,0	60,5	-
	50-56	3,8	6,2	1,03	10,0	7,5	17,5	5,3	1,3	76,8	-
lh	56-70	4,2	6,3	1,26	11,0	5,5	16,5	5,5	2,0	75,0	-
	70-80	4,3	6,4	1,13	15,5	6,0	21,5	4,2	2,6	83,7	-
	80-90	4,5	6,4	1,12	15,0	3,0	18,0	3,9	5,0	82,2	-
	90-101	4,6	6,5	0,76	15,5	5,0	20,5	2,6	3,1	88,7	-
lP(h)	101-110	4,9	6,4	0,59	16,8	3,2	20,0	2,1	5,3	90,5	-
	110-120	4,8	6,5	0,50	16,0	3,2	19,2	1,9	5,0	91,0	-
	120-127	4,8	6,7	0,43	14,8	2,8	17,6	1,4	5,3	92,6	-
Pi	130-140	5,9	7,0	-	-	-	-	-	-	-	-
P(k)	143-154	-	7,5	-	-	-	-	-	-	-	0,82

Продовження табл. 8.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ркgl	154-160	-	7,6	-	-	-	-	-	-	-	9,82
	190-200	-	7,5	-	-	-	-	-	-	-	11,46
Сірі лісові ґрунти (рілля)											
He орн.	0-10	5,7	6,9	1,85	13,5	6,5	20,0	2,0	2,1	90,9	-
	10-20	5,7	7,0	1,93	14,5	6,5	21,0	2,0	2,2	91,3	-
	20-33	5,7	6,9	1,90	13,5	6,0	19,5	2,0	2,3	90,7	-
HE п/орн.	33-37	5,9	7,0	1,42	14,5	5,5	20,0	1,8	2,6	91,7	-
	37-47	5,9	7,1	1,42	15,0	6,5	21,5	1,3	2,3	94,3	-
Ieh	47-60	6,0	7,1	1,46	15,0	6,0	21,0	1,3	2,5	94,2	-
	60-71	6,0	7,1	1,04	15,0	5,0	20,0	1,3	3,0	93,9	-
Ih	71-83	6,0	7,1	0,73	15,5	4,5	20,0	1,1	3,4	94,8	-
IP(h)	83-90	6,2	7,1	0,64	15,5	5,0	20,5	1,1	3,1	94,9	-
	90-100	6,2	7,2	0,56	15,5	5,0	20,5	1,1	3,1	94,9	-
	100-107	6,4	7,2	0,39	15,5	5,0	20,5	1,0	3,1	95,3	-
Pi	115-125	6,5	7,2	-	-	-	-	-	-	-	-
	125-133	7,0	7,2	-	-	-	-	-	-	-	-
Pk	150-160	-	7,6	-	-	-	-	-	-	-	9,41
	190-200	-	7,7	-	-	-	-	-	-	-	9,41
Темно-сірі огідзолені ґрунти (рілля)											
He орн.	0-10	5,5	6,4	1,94	13,5	3,0	16,5	2,1	4,5	88,7	-
	10-20	5,7	6,7	1,93	13,5	2,5	16,0	2,0	5,4	88,9	-
	20-31	5,6	6,6	1,60	13,5	2,5	16,0	2,0	5,4	88,9	-
He п/орн.	31-40	4,9	6,5	1,26	14,0	4,0	18,0	2,0	3,5	90,0	-
	40-47	4,8	6,5	1,21	15,5	3,5	19,0	2,3	4,4	89,2	-
HI	47-60	4,7	6,4	0,93	16,0	3,5	19,5	2,5	4,6	88,6	-
	60-66	4,6	6,4	0,79	16,0	4,0	20,0	2,3	4,0	89,7	-

Закінчення табл. 8.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ih	66-80	4,8	6,4	0,64	15,5	4,0	19,5	2,3	3,9	89,4	-
	80-90	4,8	6,5	0,63	15,5	4,0	19,5	2,0	3,9	90,7	-
	90-99	4,6	6,5	0,61	16,0	4,0	20,0	2,0	4,0	90,9	-
Pi(h)	99-110	4,7	6,5	0,49	14,0	4,5	18,5	2,0	3,1	90,2	-
	110-120	4,7	6,6	0,51	12,5	4,0	16,5	1,8	3,1	90,2	-
P(i)	133-143	4,9	6,8	-	-	-	-	-	-	-	-
Pк	160-170	-	8,3	-	-	-	-	-	-	-	10,20
Чорноземи опідзолені глеюваті (рілля)											
He орн.	0-10	5,7	7,0	2,99	16,5	5,5	22,0	2,9	3,0	88,4	-
	10-23	5,5	6,9	2,96	17,5	4,5	22,0	2,8	3,9	88,7	-
He п/орн.	23-30	5,5	7,0	2,93	15,5	5,5	21,0	2,4	2,8	89,7	-
	30-39	5,4	7,0	2,66	15,5	4,5	20,0	2,9	3,4	87,3	-
Hpei	39-50	6,0	7,3	2,08	17,5	4,5	22,0	2,0	3,9	91,7	-
	50-60	6,0	7,3	1,91	17,5	4,0	21,5	1,6	4,4	93,1	-
	60-70	6,0	7,3	1,93	18,0	3,0	21,0	1,5	6,0	93,3	-
	70-76	5,9	7,3	1,54	16,5	2,5	19,0	1,3	6,6	93,6	-
HPi(e)gl	76-85	6,1	7,2	1,37	16,5	3,0	19,5	1,3	5,5	93,8	-
	85-95	6,4	7,4	1,12	16,5	2,5	19,0	0,9	6,6	95,5	-
	95-105	6,6	7,5	0,97	15,0	2,0	17,0	0,9	7,5	95,0	-
Ph(k)gl	105-115	6,9	7,7	0,53	17,5	4,0	21,5	0,2	4,4	99,1	3,48
P(h)kgl	151-161	-	7,7	-	-	-	-	-	-	-	9,55
Pkgl	200-210	-	7,8	-	-	-	-	-	-	-	10,09

Сільськогосподарське освоєння сірих лісових ґрунтів спричинило зміну ємності катіонного обміну й складу ввібраних катіонів. Помітних змін зазнали ці величини у верхніх горизонтах ґрунтів. Збільшилася сума ввібраних катіонів, яка становить загалом більше 20 ммоль/100 г ґрунту в межах досліджуваного профілю. У 2,5 рази збільшився вміст Кальцію (13,5 – 15,0 ммоль/100 г ґрунту) у верхніх горизонтах освоєних ґрунтів порівняно з їхніми цілиніми аналогами. Відношення $\text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+}$, яке характеризує збагаченість вбирного комплексу Кальцієм, становить більше 2,1, а з глибини 60 – 71 см – понад 3,0. Високий вміст Кальцію в складі ввібраних катіонів сприяє коагуляції ґрунтового розчину, утворенню водотривких мікроагрегатів і поліпшенню структури ґрунту. Ввібраний Кальцій, осаджуючи органічні й мінеральні колоїди, сприяє збереженню і накопиченню їх у ґрунті та збільшенню ємності вбирання.

У верхніх горизонтах темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма ємність вбирання є дещо нижчою, ніж у сірих лісових ґрунтах на ріллі. Невисокою є сума ввібраних катіонів, яка становить в орному шарі 16,0 – 16,5 ммоль/100 г ґрунту, в підорному – 18,0 – 19,0 ммоль/100 г ґрунту, що корелює із невисоким вмістом гумусу і низькими його запасами в ґрунтовому профілі. Внесення органічних добрив приведе до поліпшення гумусового стану досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів, а отже, і до збільшення ємності вбирання та суми ввібраних основ.

У складі ввібраних основ темно-сірих опідзолених ґрунтів значно переважає Кальцій, вміст якого в орному шарі становить 13,5 ммоль/100 г ґрунту та збільшується в гумусовому ілювіальному й ілювіальному гумусованому горизонтах до 16,0 ммоль/100 г ґрунту. У профілі темно-сірих опідзолених ґрунтів вміст Кальцію переважає вміст Магнію в 3,1 – 5,4 рази (табл. 8.1). Ступінь насичення основами характеризується як підвищений (88,6 – 90,0%) у верхніх горизонтах і як високий (90,2 – 90,9%) з глибини 80 – 90 см.

Високий вміст гумусу і тонкодисперсних фракцій, менша кислотність чорноземів опідзолених є причинами більшої, порівняно з іншими досліджуваними ґрунтами, величини ємності катіонного обміну та суми ввібраних катіонів. Величина суми ввібраних катіонів у гумусових горизонтах є високою й сягає 22,0 ммоль/100 г ґрунту. У складі ввібраних катіонів різко переважає Кальцій над Магнієм. У верхніх горизонтах ґрунтів відношення $\text{Ca}^{2+} : \text{Mg}^{2+}$ становить 2,8 – 4,4, а

з глибини 60 – 70 см – понад 6,0. Ступінь насичення основами підвищений в орному та підорному шарах (87,3 – 89,7%) і високий у нижній частині профілю. У чорноземах опідзолених, як і в описаних вище ґрунтах, зберігається тенденція до збільшення ступеня насичення основами з глибиною, що пов'язано із вмістом карбонатів Кальцію у лесоподібних суглинках Пасмового Побужжя.

Як засвідчили результати досліджень, опідзолені ґрунти Пасмового Побужжя мають високі показники ємності катіонного обміну, у складі ввібраних катіонів переважає Кальцій. Ступінь насичення основами змінюється від низького та середнього у верхніх горизонтах цілинних ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів Куликівського і Малехівського пасом до високого в освоєних аналогах цих ґрунтів. Сільськогосподарське освоєння позитивно вплинуло на ємність катіонного обміну та склад ввібраних катіонів ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів. За цими показниками окультурені ясно-сірі лісові ґрунти наближаються до сірих лісових ґрунтів.

8.2. Кислотно-основні властивості ґрунтів

Реакція ґрунтового розчину є ще одним показником фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Кислотно-основні властивості мають важливе значення для розуміння і теоретичного обґрунтування багатьох процесів, які відбуваються в ґрунті на різних стадіях його еволюції, в т. ч. внаслідок інтенсивного антропогенного впливу. Реакція розчину залежить від хімічного та мінералогічного складу мінеральної частини ґрунту, кількості й якості органічних речовин, вологи ґрунту, життєдіяльності мікроорганізмів, господарської діяльності людини.

Кисла реакція ґрунтового розчину є несприятливою для більшості сільськогосподарських культур та ґрунтових мікроорганізмів. Кислі ґрунти характеризуються незадовільними фізичними властивостями, низькою насиченістю основами, нестачею поживних речовин, доступних рослинам [156. – С.6].

Висока лужність ґрунтів теж зумовлює несприятливі фізичні та хімічні властивості, зменшує родючість ґрунту. Ґрунти із сильнолужною реакцією мають високу в'язкість, липкість, низьку водопроникність у вологому стані, зцементованість та безструктурність у сухому [131. – С.203]. Оптимальною для рослин є така величина рН ґрунту, при якій створюється максимум рухомості необхідних для рослин поживних речовин [131. – С.224].

На величину ґрунтової реакції впливає і характер рослинного покриву. Так, хвойні ліси і сфагнум сприяють посиленню кислотності завдяки кислим властивостям їхніх органічних решток (рН водного – 3,6 – 4,0), листяні ліси й трав'яна рослинність, навпаки, сприяють накопиченню основ і посиленню дернового процесу [37. – С.205]. Декотрі автори зазначають, що зменшення кислотності освоєних ґрунтів у середній частині профілю зумовлено зникненням коріння дерев, які своїми виділеннями сприяють підкисленню ґрунтів під лісом [16. – С.107].

Величина рН ґрунту впливає на формування якісного складу гумусу. Наприклад, за Д.С. Орловим, О.М. Бірюковою та Н.І. Сухановою [123], фракційний склад гумусу є функцією рН, ступеня мінералізації ґрунтових розчинів та мінералогічного складу мулистої фракції ґрунтів; гумінові кислоти можуть переважати при рН сольового не менше 5 і ступені насичення основами не менше 60%. В.В. Пономарьова та Т.А. Плотнікова зазначають, що при переважанні в складі гумусу чорних гумінових кислот реакція ґрунтового розчину буде нейтральною, бурих гумінових кислот – кислою, а фульвокислот – дуже кислою [152].

Кислотно-основні властивості ґрунтів є найбільш динамічними показниками фізико-хімічних властивостей ґрунтів, інтенсивно змінюються у просторі й часі залежно від трансформації елементарних ґрунтових процесів і під впливом агрогенної еволюції ґрунтів.

Сільськогосподарське освоєння приводить до зміни кислотно-основних властивостей ґрунтів. На суттєві зміни кислотності ґрунтів при окультуренні наголошувалося у роботах П.Г. Адеріхіна, А.С. Коновалової, Ю.Г.Чендева, В.Д. Мухи, Б.П. Ахтирцева, С.П. Позняка, Ф.І. Левіна та інших.

Як зазначає В.Д. Муха, при сільськогосподарському освоєнні ґрунтів усереднюється реакція ґрунтового розчину, знижується величина гідролітичної кислотності й різко зменшується вміст рухомого Алюмінію в кислих ґрунтах [141. – С.53]. Проте темпи зменшення кислотності та тривалість позитивного ефекту цілком залежать від рівня агротехніки, зокрема вапнування і кількості органічних добрив [131. – С.225 – 226].

Тривалий обробіток опідзолених ґрунтів без внесення необхідних добрив призводить до їхнього збіднення Кальцієм і Магнієм унаслідок процесів мінералізації. Це спричиняє збільшення кислотності ґрунту, якщо не використовуються заходи з компенсації втрачених основ.

Внесення фізіологічно кислих мінеральних добрив може дуже різко знизити величину рН ґрунтів, особливо у випадку їхньої низької буферності. При нестачі основ у цих ґрунтах не закріплюється органічна речовина, і відбувається збіднення поживними речовинами. Якщо реакція ґрунту кисла, в ньому підвищується розчинність сполук Алюмінію і Мангану до концентрацій, що діють токсично на рослини. Все це робить кислі ґрунти несприятливими з агрономічної точки зору [37. – С.205 – 206].

Правильне використання ґрунтів у сільськогосподарському виробництві із застосуванням необхідних агрозаходів приводить до зниження ґрунтової кислотності, і, навпаки, низький рівень агротехніки часто супроводжується підвищенням кислотності [16. – С.137 – 138].

Кислотність сірих лісових ґрунтів – одна із властивостей, яка різко реагує на процеси окультурення в них. У результаті сільськогосподарського освоєння орні ґрунти хоча і залишаються в ряді кислих ґрунтів, проте їхня загальна та гідролітична кислотності суттєво знижуються [7; 134].

Кислотньо-основні властивості ґрунтів характеризуються величинами рН водного (актуальна кислотність) і рН сольового розчинів та гідролітичною кислотністю.

Цілинні ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма характеризуються сильнокислою реакцією середовища (рН сольового $\leq 4,5$) (табл. 8.1). Величина рН збільшується в напрямку до ґрунтоутворюючої породи, де сягає значень більше 7,0. Зниження кислотності в лесоподібних суглинках пояснюється наявністю в них карбонатів Кальцію, вміст яких становить у верхній частині карбонатного профілю 1,64%, нижче – більше 10%.

Величина рН водного в гумусовому елювіальному та елювіальному горизонтах коливається в межах 5,9 – 6,1 і характеризується як слабокисла. З глибиною реакція ґрунтового розчину змінюється в бік зростання лужності середовища. У товщі карбонатних лесоподібних суглинків величина рН водного становить 7,4 – 7,5, що характеризує реакцію середовища як слаболужну.

Сільськогосподарське освоєння й окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів суттєво знизило кислотність ґрунтового розчину. Так, величина рН сольового в межах орного шару та ілювіального горизонту змінюється від 5,1 до 5,5 і характеризується як слабокисла. У нижній частині горизонту IP – наближається до нейтральної. Як і в цілинних

грунтах, величини рН збільшуються у ґрунтоутворюючій породі. Окультурення спричинило підняття карбонатів. Величина рН сольового більше 7,0 в окультурених ясно-сірих лісових ґрунтах відзначена з глибини 100 – 107 см, тоді як в аналогічних цілинних ґрунтах – з глибини 121 – 131 см. Вміст карбонатів Кальцію у лесоподібних суглинках становить 3,27 – 10,64%. Зазнала змін і актуальна кислотність. Величина рН водного коливається від 6,9 до 7,2, а в шарі карбонатних лесоподібних суглинків сягає 7,7.

Про те, що відбулися значні зміни у величині кислотності внаслідок окультурення видно з результатів статистичного оброблення величин рН (табл. 8.2). Різниця між рН сольового розчину цілинних і окультурених ясно-сірих лісових ґрунтів при 5% рівні значимості є суттєвою, про що свідчить значна перевага фактичного критерію суттєвості над теоретичним. Менш суттєвою є різниця рН водного у цілинних і окультурених ґрунтах.

Реакція ґрунтового розчину сірих лісових ґрунтів під лісом (Малехівське пасмо) до глибини 90 см коливається в межах 3,4 – 4,5 і характеризується як сильнокисла, у перехідному до породи горизонті – середньокисла (рН сольового – 4,8 – 4,9) та наближається до нейтральної в горизонті Рі (табл. 8.1). Актуальна кислотність у межах профілю ґрунтів характеризується як слабокисла, з глибини 120 см – нейтральна (6,7 – 7,0), з появою карбонатів Кальцію величина рН водного становить 7,5 – 7,6. Найбільший вміст карбонатів Кальцію (11,5%) відзначений на глибині 190 – 200 см.

Сільськогосподарське використання сірих лісових ґрунтів із внесенням органічних і мінеральних добрив привело до збільшення ємності катіонного обміну, збагачення ґрунтового вбирного комплексу катіонами Кальцію. Це стало причиною збільшення показників рН у сірих лісових ґрунтах на ріллі. Так, в орному шарі ґрунтів рН сольового становить 5,7, і реакція розчину характеризується як близька до нейтральної. В напрямку до породи величина рН сольового збільшується, сягаючи в ілювіальних горизонтах 6,0. Нейтральною є реакція в горизонті Р(н) і слаболужною у породі.

Різниця між величинами рН сольового цілинних і орних сірих лісових ґрунтів є дуже значною, про що свідчить переважання (у 8 – 12 разів) фактичного критерію суттєвості над теоретичним при 5-відсотковому рівні значимості (табл. 8.2).

Актуальна кислотність у процесі освоєння сірих лісових ґрунтів теж

Таблиця 8.2

Значення величини рН ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Середнє значення рН				Різниця значень $x_1 - x_2$	Критерій суттєвості		Різниця значень $y_1 - y_2$	Критерій суттєвості	
		рН сол. x_1	рН вод. y_1	рН сол. x_2	рН вод. y_2		t_{ϕ}	t_{05}		t_{ϕ}	t_{05}
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_1, y_1 – цілинні, x_2, y_2 – освоєні)											
HE+Eh	0-10	3,6	5,9	5,1	7,2	-1,5	8,1	2,8	-1,3	12,3	2,8
	10-20	3,6	6,1	5,3	7,1	-1,7	13,6	2,8	-1,0	8,3	2,8
	20-30	3,5	6,0	5,2	7,0	-1,7	13,2	2,8	-1,0	8,0	2,8
le	30-40	3,5	6,1	5,4	7,1	-1,9	28,5	2,8	-1,0	10,6	2,8
l	40-50	3,6	6,4	5,5	6,9	-1,9	25,5	2,8	-0,5	6,7	2,8
lP	80-90	3,9	6,7	5,6	6,9	-1,7	18,0	2,8	-0,2	2,7	2,8
Pi(k)	105-115	6,8	7,0	7,1	7,4	-0,3	2,3	2,8	-0,4	3,6	2,8
Pk	170-180	-	7,5	-	7,7	-	-	2,8	-0,2	3,0	2,8
Кількість визначень: $n_1=3, n_2=3$											
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_3, y_3 – цілинні, x_4, y_4 – освоєні)											
		x_3	y_3	x_4	y_4	$x_3 - x_4$	t_{ϕ}	t_{05}	$y_3 - y_4$	t_{ϕ}	t_{05}
He	0-10	3,5	5,6	5,7	6,9	-2,2	33,0	2,8	-1,3	12,3	2,8
	10-20	3,4	5,9	5,7	7,0	-2,3	26,1	2,8	-1,1	16,5	2,8
HE	26-36	3,6	5,8	5,8	7,0	-2,2	23,3	2,8	-1,2	5,5	2,8
leh	46-56	3,7	6,1	6,0	7,1	-2,3	34,5	2,8	-1,0	6,7	2,8
lh	70-80	4,3	6,4	6,0	7,1	-1,7	25,5	2,8	-0,7	6,6	2,8
lP(h)	100-110	4,9	6,4	6,4	7,2	-1,5	22,5	2,8	-0,8	12,0	2,8
Pi	125-135	5,9	7,0	7,0	7,2	-1,1	8,3	2,8	-0,2	1,7	2,8
Pk	150-160	-	7,6	-	7,6	-	-	2,8	0	0	2,8
Кількість визначень: $n_3=3, n_4=3$											

знала суттєвих змін, проте різниця між актуальною кислотністю цілинних і освоєних ґрунтів є менш значною, ніж різниця між потенційною кислотністю. Величина рН водного має тенденцію до збільшення в напрямку до ґрунтоутворюючої породи. В орному шарі реакція розчину характеризується як нейтральна, в підорному – слаболужна, в породі – середньолужна. Вміст карбонатів Кальцію в породі становить 9,4%.

Реакція ґрунтового розчину темно-сірих опідзолених ґрунтів Смереківського пасма характеризується як середньокисла в межах всього профілю (рН сольового – 4,6 – 4,9), за винятком орного шару, в якому величина рН сольового є слабокислою і близькою до нейтральної та коливається в межах 5,5 – 5,7. Актуальна кислотність в орному шарі темно-сірих опідзолених ґрунтів слабокисла і нейтральна (рН водного – 6,4 – 6,7), у решті профілю – слабокисла (рН водного – 6,4 – 6,5), в карбонатному горизонті – середньолужна (рН водного – 8,3). Вміст карбонатів Кальцію сягає 10,2% (табл. 8.1).

За результатами досліджень величина рН сольового у верхній частині орного шару чорноземів опідзолених глеюватих Дмитровицького пасма характеризується як близька до нейтральної, в решті орного шару та в підорному шарі – слабокисла (5,4 – 5,5), у напрямку до породи змінюється із близької до нейтральної на слаболужну при появі карбонатів. Актуальна кислотність теж знижується в напрямку до породи. В орному та підорному шарах вона визначається як нейтральна, нижче по профілю – слаболужна, а у карбонатних горизонтах – середньолужна (7,7 – 7,8). Вміст карбонатів Кальцію збільшується з глибиною від 3,5% до 10,1%.

Вивчено динаміку величини рН сольового в орному шарі автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя за 40 років. Не відзначено суттєвих змін величини рН сольового за цей період (табл. 8.3).

Таблиця 8.3

Динаміка величини рН сольового в орних шарах ґрунтів
Пасмового Побужжя

Назва ґрунтів	Роки						
	1960 – 1970	1970 – 1975	1976 – 1980	1981 – 1985	1986 – 1990	1991 – 1995	1996 – 2000
Ясно-сірі лісові	5,1 (12)*	5,1 (2)	4,6 (2)	6,1 (2)	–	5,1 (2)	5,2 (2)
Сірі лісові	5,6 (20)	6,1 (28)	5,4 (7)	6,0 (2)	–	6,3 (6)	5,7 (2)
Темно-сірі опідзолені	6,1 (12)	6,3 (35)	6,5 (3)	6,5 (2)	6,6 (8)	6,1 (9)	6,5 (3)
Чорноземи опідзолені	6,0 (8)	6,5 (28)	6,2 (8)	6,2 (4)	6,5 (4)	6,4 (3)	6,0 (6)

Примітка. (12)* – кількість аналізованих зразків

Не простежується певної закономірності у зміні величини рН ясно-сірих лісових ґрунтів з 1960 по 2000 роки. Це, очевидно, можна пояснити малою вибіркою величин рН цих ґрунтів. У сірих лісових ґрунтах величини рН за 40-річний період коливаються в межах 5,4 – 6,3; у темно-сірих опідзолених ґрунтах і чорноземах опідзолених середні величини рН становлять відповідно 6,1 – 6,6 і 6,0 – 6,5.

Гідролітична кислотність зумовлена наявністю йонів Гідрогену, міцніше зв'язаних у ґрунтового вбирному комплексі; їх можна витіснити лише при взаємодії ґрунту з розчинами гідролітично-лужних солей чи лугів [156. – С.9 – 10].

Ясно-сірі лісові ґрунти характеризуються значною величиною гідролітичної кислотності, яка знижується в напрямку до ґрунтоутворюючої породи. У верхніх горизонтах цих ґрунтів під лісом гідролітична кислотність характеризується як дуже висока (понад 6,0 ммоль/100 г ґрунту), в ілювіальному горизонті – як висока (5,4 – 5,8 ммоль/100 г ґрунту). У 3 – 5 разів знизилася гідролітична кислотність унаслідок окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів. В орному шарі величина гідролітичної кислотності становить 1,8 – 2,2 ммоль/100 г ґрунту і характеризується як дуже низька-низька, знижується в ілювіальному елювіюваному горизонті (табл. 8.1).

Дуже високою є гідролітична кислотність у верхніх горизонтах сірих лісових ґрунтів під лісом. У напрямку до ґрунтоутворюючої породи її величина поступово знижується. До глибини 50 см величина гідролітичної кислотності коливається в межах 7,9 – 11,6 ммоль/100 г ґрунту і характеризується як дуже висока, в ілювіальному гумусованому горизонті – від 2,6 ммоль/100 г ґрунту (низька) до 5,5 ммоль/100 г ґрунту (висока). Гідролітична кислотність перехідного до породи горизонту характеризується як дуже низька. Насичення вбирного комплексу лесоподібних суглинків карбонатами Кальцію приводить до зниження і навіть зникнення гідролітичної кислотності.

Внесення добрив у сірі лісові ґрунти, насичення вбирного комплексу ґрунтів Кальцієм, значно знизило вміст йонів Гідрогену, а отже, і величини гідролітичної кислотності (більше, як у 5 разів у верхніх горизонтах). Гідролітична кислотність орних сірих лісових ґрунтів характеризується як низька і коливається від 2,0 ммоль/100 г ґрунту в орному шарі до 1,1 моль/100 г ґрунту в ілювіальному гумусованому та перехідному до породи горизонтах.

Уявлення про величину зміни гідролітичної кислотності сірих лісових ґрунтів унаслідок освоєння можна отримати, охарактеризувавши статистичні результати (табл. 8.4). Величина фактичного критерію суттєвості є значно вищою теоретичного (t_{05}), що свідчить про значне переважання величини гідролітичної кислотності цілинних сірих лісових ґрунтів над величиною гідролітичної кислотності їхніх освоєних аналогів.

Таблиця 8.4

Значення величин гідролітичної кислотності ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма та сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма

Генетичні горизонти	Глибина відбору зразків, см	Середнє значення гідролітичної кислотності		Різниця значень $x_1 - x_2$	Критерій суттєвості	
		x_1	x_2		t_{Φ}	t_{05}
Ясно-сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_1 – цілинні, x_2 – освоєні)						
HE+Eh	0 – 10	10,2	2,2	8,0	16,5	2,8
	10 – 20	8,2	2,2	6,0	10,2	2,8
	20 – 30	9,5	1,8	7,7	19,4	2,8
le	30 – 40	8,2	1,5	6,7	9,8	2,8
	40 – 50	6,7	1,1	5,6	10,4	2,8
l	50 – 60	5,8	1,0	4,8	17,3	2,8
	60 – 70	5,4	1,0	4,4	20,7	2,8
Кількість визначень: $n_1=3, n_2=3$						
Сірі лісові ґрунти на лесоподібних суглинках (x_3 – цілинні, x_4 – освоєні)						
		x_3	x_4	$x_3 - x_4$	t_{Φ}	t_{05}
He	0 – 10	11,6	2,0	9,6	26,3	2,8
	10 – 20	11,3	2,0	9,3	12,3	2,8
HE	26 – 36	9,6	1,9	7,7	15,4	2,8
leh	46 – 56	6,9	1,3	5,6	23,1	2,8
lh	70 – 80	4,2	1,1	3,1	10,4	2,8
lP	100 – 110	2,1	1,1	1,0	7,5	2,8
Кількість визначень: $n_3=3, n_4=3$						

Сільськогосподарське використання темно-сірих опідзолених ґрунтів привело до деякого зниження гідролітичної кислотності в орному та підорному шарах. Гідролітична кислотність гумусового ілювіального та верхньої частини ілювіального гумусованого горизонтів характеризується як низька (2,3 – 2,5 ммоль/100 г ґрунту), перехідного горизонту – дуже низька.

Гідролітична кислотність чорноземів опідзолених в орному та підорному шарах є низькою (2,4 – 2,9 ммоль/100 г ґрунту), у нижніх

горизонтах – дуже низькою. У перехідному до породи горизонті гідролітична кислотність є нижчою 1 ммоль/100 г ґрунту й не виявляється при появі карбонатів Кальцію в ґрунтоутворюючій породі.

Можемо сказати, що переважаюче утворення з лісової підстилки фульвокислот є причиною високої кислотності цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма. Освоєння ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя привело до суттєвого зниження кислотності, про що свідчить збільшення рН сольового та водного розчинів, а також зниження гідролітичної кислотності. Основними причинами є як природні, так і антропогенні фактори, зокрема, застосування органічних і мінеральних добрив. Не відзначено суттєвих змін кислотності орних опідзолених ґрунтів за 40-річний період.

Загалом, залучення ґрунтів у сільськогосподарське виробництво позитивно позначилося на їхніх кислотно-основних властивостях, сприяло поліпшенню їхньої придатності для вирощування культур, необхідних для життєдіяльності людини.

ВИСНОВКИ

Своєрідні фізико-географічні умови Пасмового Побужжя зумовили формування специфічних за генетичними особливостями гумусового стану автоморфних ґрунтів: сірих лісових, темно-сірих опідзолених, чорноземів опідзолених, які є домінуючими на території досліджень. Характеристика широкого спектру показників гумусового стану ґрунтів дала змогу виявити географічні закономірності зміни гумусу в різних ґрунтових підтипах, оцінити величину антропогенного впливу на органічну частину ґрунтів, встановити залежність морфологічних, фізичних, фізико-хімічних властивостей ґрунтів від їхнього гумусового стану.

Вивчення гумусового стану ґрунтів необхідно проводити у повному профілі, оскільки лише такі дослідження дають змогу в інтегрованому вигляді отримати уяву про систему гумусових речовин ґрунтового профілю в цілому. Для гумусових профілів опідзолених ґрунтів властива складна будова. Поступове зменшення вмісту гумусу з глибиною порушується деяким збільшенням його у верхній частині елювіального ілювіюваного горизонту ясно-сірих лісових ґрунтів під лісом та у верхній частині ілювіального горизонту сірих лісових ґрунтів.

Дослідження вмісту та запасів гумусу у різних підтипах сірих лісових і опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя підтвердило їхнє підпорядкування загальній географічній закономірності гумусоутворення: найвищі показники вмісту та запасів гумусу характерні для чорноземів опідзолених, значно знижуються їхні величини в ясно-сірих лісових ґрунтах.

Вміст гумусу в автоморфних ґрунтах Пасмового Побужжя є невисоким і коливається у вузьких межах. Для того, щоб точніше охарактеризувати цю величину, ми модифікували класифікацію ґрунтів за рівнями показників вмісту гумусу, запропоновану Д.С. Орловим і Л.О. Гришиною. У межах кожної градації вмісту гумусу пропонуємо виділити два рівні. За цією класифікацією автоморфні ґрунти Пасмового Побужжя належать до ґрунтів із дуже низьким (<1,0 – 2,0%) і низьким (2,1 – 4,0%) вмістом гумусу першого та другого рівнів.

Для вивчення динаміки вмісту гумусу в орних ґрунтах Пасмового Побужжя, складено картосхеми його вмісту в шарі 0 – 20 см за 1962 – 1963 і 1999 – 2000 роки. Встановлено тенденцію до деякого збільшення вмісту гумусу в ясно-сірих і сірих лісових ґрунтах Пасмового

Побужжя за 40 років. У темно-сірих опідзолених ґрунтах і чорноземах опідзолених сформувався позитивний баланс гумусу, причому не лише в орному, але й у глибших шарах ґрунтового профілю. Одержані результати є свідченням того, що більшість ґрунтів Пасмового Побужжя перебуває у рівноважному стані із природно-антропогенними умовами.

Для цілинних ясно-сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя характерним є утворення фульватного типу гумусу, в сірих лісових ґрунтах вміст гумінових кислот у складі гумусу збільшується, тип гумусу у верхніх горизонтах цих ґрунтів – гуматно-фульватний, гуматність гумусу зростає в опідзолених ґрунтах (Сгк:Сфк – 2,0 – 5,0). Встановлено розширення співвідношення Сгк:Сфк в ілювіальному горизонті сірих лісових ґрунтів, у чорноземах опідзолених – у верхньому перехідному горизонті, що корелює із збільшенням у цих горизонтах гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм. На нашу думку, властивість цієї фракції накопичуватись у середній частині профілю потрібно використовувати як основний критерій діагностики та класифікації опідзолених ґрунтів. Це дасть змогу розмежувати дерново-підзолисті та ясно-сірі лісові ґрунти, чорноземи опідзолені та чорноземи типові.

Вперше в опідзолених ґрунтах Пасмового Побужжя вивчено оптичні властивості гумінових кислот. Оптична щільність гумусових речовин, передаючи ґрунтово-кліматичні умови гумусоутворення, змінюється в зональному ряді досліджуваних ґрунтів. Вона є найвищою у чорноземах опідзолених, найнижчою – в ясно-сірих лісових ґрунтах. Розподіл величин оптичної щільності гумінових кислот у профілі ґрунтів не корелює з розподілом гумусу. Найвищі показники оптичної щільності гумінових кислот пов'язані з підвищеним вмістом гуматів Кальцію; вільні гумінові кислоти (ГК-1) характеризуються найнижчими оптичними щільностями та найвищими коефіцієнтами забарвлення. Оптична щільність гумінових кислот ілювіальних горизонтів цілинних опідзолених ґрунтів є значно вищою, ніж у гумусових горизонтах. Ця ознака є характерною для сірих лісових і опідзолених ґрунтів. Діагностуючи ґрунти, її можна використовувати як важливий критерій.

Вміст та запаси валового Нітрогену в ґрунтах є показниками їхньої потенційної родючості. У ґрунтах Пасмового Побужжя вони збільшуються від ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма до чорноземів опідзолених Дмитровицького пасма. Середня і висока

збагаченість гумусу Нітрогеном (C:N – 5,2 – 9,5) відзначена у верхніх горизонтах цілинних ясно-сірих лісових і сірих лісових ґрунтів.

Пасмове Побужжя є районом давньої культури землеробства. Тривале (понад 700 років) інтенсивне сільськогосподарське використання ґрунтів позначилося на їхніх властивостях. Окультурення ясно-сірих лісових ґрунтів Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма привело до збільшення потужності гумусово-елювіального горизонту та інтенсивності сірого забарвлення гумусових горизонтів, підняття глибини залягання карбонатів Кальцію, зменшення прояву процесу опідзолення. В орному шарі сірих лісових ґрунтів і в ясно-сірих лісових ґрунтах знизився вміст гумусу, проте в агрономічному відношенні якість гумусу в цих ґрунтах є вищою, що підтверджується високими показниками реакційної здатності гумусу. Незначне накопичення гумусу відзначене в гумусовому елювіальному та верхній частині ілювіального горизонтів орних сірих лісових ґрунтів Малехівського пасма. Збільшився вміст і збагаченість гумусу Нітрогеном.

У результаті сільськогосподарського освоєння ґрунтів збільшується гуматність гумусу, вміст гумінових кислот, зв'язаних з Кальцієм (особливо в окультурених ясно-сірих лісових ґрунтах Куликівського пасма), зменшується диференціація ґрунтового профілю за якісним складом гумусу.

Внаслідок окультурення ґрунтів зменшилася кількість бічних ланцюгів, збільшився ступінь ароматизації ядра гумінових кислот, а отже, стала ліпшою структурованість молекул.

Легкий гранулометричний склад досліджуваних ґрунтів (легко-суглинковий), з переважанням фракції грубого пилу, значно впливає на особливості гумусового стану ґрунтів. Акумуляція мулу в ілювіальному горизонті, яке найбільш проявляється у цілинних ясно-сірих лісових ґрунтах Куликівського пасма і сірих лісових ґрунтах Малехівського пасма, є причиною започаткування формування в опідзолених ґрунтах цих пасом гумусово-ілювіального горизонту.

Автоморфні ґрунти Пасмового Побужжя мають добре виражену мікроструктуру. Для досліджуваних темно-сірих опідзолених ґрунтів і чорноземів опідзолених характерна висока водостійкість мікроагрегатів. Гумусові горизонти орних ґрунтів цих пасом мають ліпшу потенційну здатність до мікроструктурення, порівняно з цілинними аналогами. Розорювання сірих лісових ґрунтів Пасмового Побужжя дещо знизило здатність протистояти руйнівній дії води за рахунок збіль-

шення щільності верхньої частини гумусових горизонтів ґрунтів і зменшення їхнього шпарового простору.

Сірі лісові та опідзолені ґрунти Пасмового Побужжя характеризуються високою ємністю катіонного обміну, переважанням Кальцію у складі ввібраних катіонів. В орних ґрунтах підвищується ступінь насичення основами. За показниками ємності катіонного обміну та складом увібраних катіонів окультурені ясно-сірі лісові ґрунти Куликівського пасма наближаються до підтипу сірих лісових ґрунтів. Переважання фульвокислот у складі гумусу верхніх горизонтів ясно-сірих і сірих лісових ґрунтів під лісом є причиною високої їхньої кислотності; сільськогосподарське освоєння ґрунтів привело до значного зниження кислотності.

Додаток

Морфологічна характеристика ґрунтових профілів

Розріз №3 закладений у жовтні 2000 року. Модальна ділянка №1 ("Руданці"). Розріз розміщений у межах Куликівського пасма, в 1,2 км на північний захід від с. Руданці Кам'яно-Бузького району, у верхній частині схилу південно-західної експозиції, крутизною 1 – 2⁰ під 40 – 50-річним грабовим лісом. Трав'яний покрив – це переважно копитняк європейський, барвінок великий, анемона дібровна, мох.

Глибина розрізу – 190 см.

Потужність гумусово-елювіального горизонту – 9 см.

Закипання від 10% розчину HCl: з 130 см – спорадичне, з 133 см – суцільне.

Ґрунт: ясно-сірий лісовий грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

- | | |
|----------------------------|---|
| Н ₀
0 – 2 см | – лісова підстилка темно-бурого кольору, у верхній частині – нерозкладені та слабозкладені листя та гілки дерев, у нижній частині – сильнорозкладений лісовий опад; |
| НЕ
2 – 11 см | – гумусово-елювіальний горизонт, світло-сірий з буруватим відтінком, вологий, грубопилувато-легкосуглинковий, порохувато-грудкуватий, пухкий, рясна кремнеземна присипка, велика кількість коріння різного діаметру, перехід рівний, ясний за кольором і структурою; |
| Еh
11 – 21 см | – елювіальний слабогумусований горизонт, світло-сірий з білуватим відтінком, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, нетривко-пластинчастої структури, ущільнений, густо пронизаний корінням дерев, перехід поступовий; |
| Еh
21 – 28 см | – елювіальний добре ілювіований слабогумусований горизонт, сірий з буруватим відтінком, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, плитчастої структури, ущільнений, трапляється коріння дерев, перехід до горизонту Іе ясний за кольором і структурою; |
| Іе
28 – 45 см | – ілювіальний елювіований горизонт, темно-бурий, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, крупногоріхуватої структури, ущільнений, грані структурних агрегатів рясно покриті кремнеземною присипкою та слабкою колоїдною плівкою, трапляється коріння дерев, перехід поступовий; |

- I
45 – 83 см – ілювіальний горизонт, коричневато-бурий, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, призматично-горіхуватої структури, щільний, поверхня структурних окремостей вкрита глянцевиими темно-коричневими органо-мінеральними плівками та присипкою SiO₂, перехід поступовий;
- IP
83 – 120 см – ілювіальний горизонт перехідний до породи, темно-бурий, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, горіхуватої структури, щільний, слабкі натіки колоїдів та кремнеземна присипка на гранях структурних агрегатів, перехід поступовий;
- Pi(k)
120 – 133 см – слабоілювіювана ґрунтоутворююча порода, світлішого забарвлення, ніж попередній горизонт, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, ущільнений, бурі натіки колоїдів півтораокислів на гранях і тріщинах агрегатів, з глибини 130 см простежується слабке закипання від HCl, перехід різкий за закипанням;
- Pk₁
133 – 149 см – карбонатний лесоподібний суглинок палевого кольору, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, бурхливе закипання від HCl, карбонати у вигляді псевдоміцелію, перехід поступовий за кольором;
- Pk₂
149 – 190 см – карбонатний лесоподібний суглинок світло-палевого кольору, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, бурхливе закипання від HCl, повітління пов'язане з появою конкрецій CaCO₃.

Розріз №4 закладений у жовтні 2000 року. Модальна ділянка №1 ("Руданці"). Розріз закладено на вузькому рівному вододілі, утвореному притоками р. Ременівка, за 900 м на північний схід від розрізу №3. Угіддя – переліг (2 – 3-річний, щільно задернований).

Глибина розрізу – 180 см.

Потужність орного шару – 31 см.

Закипання від 10% розчину HCl: зі 102 см – спорадичне, зі 107 см – суцільне.

Ґрунт: ясно-сірий лісовий окультурений грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

- HE+E(h)
орн.
0 – 20 см – переораний гумусово-елювіальний і елювіальний слабогумусований горизонт, сірий з буруватим відтінком, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, дрібногрудкуватої

- структури, ущільнений, рясна кремнеземна присипка, велика кількість коріння рослин, копроліти, перехід різкий по лінії оранки;
- HE+E(h)
п/орн.
20 – 31 см – підорний шар, сірий з буруватим відтінком, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, опресійної структури, щільний, рясна кремнеземна присипка, коріння рослин, копроліти, перехід у наступний горизонт ясний за кольором і структурою;
- Ie
31 – 49 см – ілювіальний елювійований, бурий, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, горіхуватої структури, щільний, у верхній частині горизонту – рясна присипка SiO₂, грані структурних агрегатів вкриті колоїдною плівкою, коріння рослин, перехід поступовий;
- I
49 – 71 см – ілювіальний, темно-бурий, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, нетривкої призматично-горіхуватої структури, щільний, грані структурних агрегатів вкриті темно-коричневими натіками півтораокислів і присипкою SiO₂, перехід поступовий;
- IP
71 – 89 см – ілювіальний перехідний до материнської породи, коричнувато-бурий, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, горіхуватої структури, щільний, поверхня структурних окремоостей більш темна, вкрита плівками органо-залізистих сполук, у тріщинах – кремнеземна присипка, перехід поступовий;
- Pi(k)
89 – 107 см – слабоілювійована ґрунтоутворююча порода, бурий, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, грудкуватої структури, ущільнений, у тріщинах помітні натіки колоїдів півтораокислів, з глибини 102 см помітне закипання від HCl, перехід ясний;
- Rk₁
107 – 129 см – карбонатний лесоподібний суглинок палевого кольору, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, бурхливе закипання від HCl, карбонати у вигляді псевдоміцелію;
- Rk₂
129 – 180 см – карбонатний лесоподібний суглинок світло-палевого кольору, свіжий, грубопилювато-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, бурхливе закипання від HCl, освітління пов'язане із збільшенням кількості псевдоміцелію.

Розріз №1 закладений у листопаді 1999 року. Модальна ділянка №2 ("Борщовичі"). Розріз розміщений у верхній частині схилу північної експозиції, крутизною 2⁰ (в околицях с. Борщовичі Пустомитівського району, в межах Малехівського пасма) під грабово-дубово-сосновим 50 – 60-річним лісом. Підлісок рідкий – поросль граба. Трав'яний покрив несучільний, складається з копитняка європейського, папороті, моху.

Глибина розрізу – 200 см.

Потужність гумусово-елювіального горизонту – 26 см.

Глибина закипання від 10% розчину НСІ: з 145 см – спорадичне, а з 154 см – суцільне.

Плями оглеєння – з 154 см.

Ґрунт: сірий лісовий піщанисто-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

Н ₀ 0 – 3 см	– лісова підстилка; верхній шар – слабо- та середньорозкладені гілки і листя; нижній сантиметровий шар темно-бурого кольору, сильно розкладений лісовий опад;
Не 3 – 20 см	– гумусовий елювіований горизонт, сірий, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, грудкувато-зернистої структури, слабоущільнений, кремнеземна присипка, велика кількість коріння дерев (дрібні та середні корені, рідше – грубі), перехід поступовий за кольором;
НЕ 20 – 29 см	– гумусово-елювіальний горизонт, світло-сірий з палевим відтінком, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, слабо вираженої горіхувато-грудкуватої структури, ущільнений, рясна кремнеземна присипка, багато коренів, проте їх удвічі менше, ніж в горизонті Не (корені переважно середні та грубі), перехід поступовий за кольором і щільністю;
Ieh 29 – 56 см	– ілювіальний елювіований слабогумусований горизонт, плямисте забарвлення: бурий з сірим відтінком із світло-палевими плямами, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, горіхувато-призмоподібної структури, щільний, на гранях структурних агрегатів – рідка кремнеземна присипка, перехід поступовий за кольором;
Іп 56 – 101 см	– ілювіальний гумусований горизонт, темно-бурого кольору, свіжий, грубопилувато-середньосуглинковий, призмоподібної структури, дуже щільний, на гранях структурних

- агрегатів кремнеземна присипка, темні гумусові плівки, поодинокі грубі корені, великі трубчасті пори з напів- та повністю розкладеними коренями діаметром до 1 см, перехід поступовий за кольором;
- IP(h) – добре ілювіювана материнська порода, бурого кольору з плямами світло-бурого забарвлення, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, призмоподібної структури, щільний, затіки гумусу, рідко трапляються корені, перехід поступовий за кольором і щільністю;
- 101 – 127 см
- Pi – слабкілювіюваний лесоподібний суглинок палевого кольору, зрідка зі світло-бурими плямами та натіками півтраокислів, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, перехід поступовий за кольором і закипанням;
- 127 – 143 см
- P(k) – лесоподібний суглинок, палевий, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, з глибини 145 см помітне слабке закипання від HCl, перехід різкий за закипанням та наявністю ознак оглеєння;
- 143 – 154 см
- Pkgl – карбонатний лесоподібний суглинок, глеюватий, сизувато-палевий з іржавими плямами та прошарками, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, безструктурний, ущільнений, бурхливе закипання від HCl, карбонати у формі псевдоміцелю.
- 154 – 200 см

Розріз №2 закладений у листопаді 1999 року. Модальна ділянка №2 ("Борщовичі"). Розріз закладений на ріллі, 120 м на південний захід від розрізу №1. Попередня культура – капуста.

Глибина розрізу – 200 см.

Потужність гумусово-елювіального горизонту – 26 см.

Глибина закипання від 10% розчину HCl – 133 см.

Ґрунт: сірий лісовий піщанисто-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

- He орн. – гумусовий елювіюваний орний горизонт, сірого кольору, однорідний, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, рихлий, дуже багато дрібних тонких коренів, перехід різкий за щільністю;
- 0 – 33 см

HE п/орн. 33 – 47 см	– гумусово-елювіальний підорний горизонт, сірого кольору, однорідний, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, тонкопластинчастої (опресійної) структури, ущільнений, середні корені, перехід помітний за щільністю і кольором;
Ieh 47 – 71 см	– ілювіальний елювійований гумусований горизонт, бурувато-сірого кольору, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, призмоподібно-горіхуватої структури, щільний, черворії, копроліти, зустрічаються тонкі корені, кротовини діаметром 3 – 4 см, перехід поступовий за кольором;
Ih 71 – 83 см	– ілювіальний гумусований, світло-бурого кольору, мозаїчний, багато плям палевого та світло-сірого кольору, свіжий, грубопиловато-легкосуглинковий, горіхувато-призматичної структури, щільний, черворії, рідко трапляються дрібні корені, перехід поступовий за кольором;
IP(h) 83 – 107 см	– ілювіальний перехідний до породи, слабогумусований, палево-бурого кольору, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, призмоподібної структури, місцями – горіхувато-призматичної структури, щільний, рідко – ходи черв'яків, на стінках яких помітні натіки гумусу, дрібні та середні корені, перехід поступовий;
Pi 107 – 133 см	– ілювійована порода – лесоподібний суглинок, палевого кольору, свіжий, піщанисто-легкосуглинковий, безструктурний, трапляються натіки півтораокислів, ходи черв'яків, перехід ясний за закипанням;
Pk 133 – 200 см	– лесоподібний карбонатний суглинок, світло-палевого кольору, однорідний, свіжий, легкосуглинковий, безструктурний, рідко – дрібні корені, бурхливе закипання від HCl, карбонати у вигляді псевдоміцелію, з глибини 154 см трапляються журавчики.

Розріз №11 закладений у жовтні 2001 року. Модальна ділянка №3 (“Ліски”). Розріз закладений у верхній частині схилу Смереківського пасма північно-східної експозиції в околицях с. Ліски Буського району Львівської області. Угіддя – рілля. Попередня культура – зернові.

Глибина розрізу – 170 см.

Потужність гумусового горизонту – 66 см.

Глибина закипання від 10% розчину HCl – 150 см.

Грунт: темно-сірий опідзолений грубопилувато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

- He орн.
0 – 31 см – гумусовий елювіований орний горизонт, темно-сірого кольору, вологий, грубопилувато-легкосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, дуже слабо ущільнений, слабопористий, у шарі 0 – 10 см значна кількість дрібних і середніх коренів, на глибині 20 см – приорані слабо-розкладені рештки стебел рослин, на глибині 30 см зустрічаються пустоти (житла хрущів), зрідка – черворії, перехід помітний за щільністю і кольором;
- He п/орн.
31 – 47 см – гумусовий елювіований підорний горизонт, темнішого кольору, ніж попередній, вологий, грубопилувато-легкосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, ущільнений, слабошпаруватий, багато ходів черв'яків і коренів, копроліти, численні плями кремнеземної присипки, перехід поступовий за забарвленням і ясний за структурою;
- Hi
47 – 66 см – гумусовий ілювіальний горизонт, темно-сірого кольору з помітним бурим відтінком, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, горіхувато-призматичної структури, щільніший, ніж попередній горизонт, грані структурних агрегатів вкриті гумусово-півтораокисними плівками, в нижній частині горизонту – кротовини діаметром 2 – 5 см, заповнені матеріалом бурувато-палевого кольору, трапляються ходи черв'яків, перехід помітний за кольором;
- Ih
66 – 99 см – ілювіальний слабогумусований горизонт, бурого кольору, неоднорідний, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, призматичної структури, щільний, дрібнопористий, грані структурних окремоостей вкриті глинисто-півтораокисними плівками, наявні кротовини і черворії, перехід помітний за кольором, структурою та щільністю;
- Pi(h)
99 – 126 см – слабоілювіована материнська порода, палевого кольору з бурими натіками півтораокислів і гумусових речовин на гранях структурних агрегатів, свіжий, грубопилувато-легкосуглинковий, призмоподібно-грудкуватої структури, слабоущільнений, пористий, перехід помітний за кольором;

- P(i) – лесоподібний суглинок, буро-палевого кольору, свіжий, 126 – 150 см грубопиловато-легкосуглинковий, безструктурний, на тріщинах та стінках шпар трапляються світло-бурі натіки, перехід різкий за закипанням і кольором;
- Pк – лесоподібний карбонатний суглинок, палевого кольору, 150 – 170 см однорідний, свіжий, грубопиловато-легкосуглинковий, безструктурний, бурхливе закипання від HCl, карбонати у вигляді псевдоміцелію.

Розріз №7 закладений у жовтні 2000 року. Модальна ділянка №4 (“Куровичі”). Розріз закладений у межах Дмитровицького пасма на віддалі одного кілометра на захід від с. Куровичі Золочівського району, на вирівняній частині вододілу, утвореного р. Тимковецький потік та її притоками. Угіддя – рілля, попередня культура – гречка.

Глибина розрізу – 210 см.

Потужність гумусового горизонту – 105 см.

Оглеєння – з глибини 76 см.

Закипання від 10% розчину HCl: із 105 см – фрагментарне, із 119 см – суцільне.

Ґрунт: чорнозем опідзолений глеюватий грубопиловато-легкосуглинковий на лесоподібних суглинках.

He орн. – гумусовий елювіюваний горизонт, орний, темно-сірого 0 – 23 см кольору, однорідний, рівномірний, вологий, грубопиловато-легкосуглинковий, грудкувато-грубозернистої структури, слабоущільнений, при підсиханні слабопомітна присипка SiO₂, ходи черв’яків, рідко трапляються копроліти, коріння рослин, перехід ясний по лінії оранки;

He п/орн. – гумусовий елювіюваний горизонт, підорний, темно-сірого 23 – 39 см кольору, однорідний, свіжий, грубопиловато-легкосуглинковий, грубо-горіхуватої опресійної структури, ущільнений, на гранях структурних агрегатів слабопомітна присипка SiO₂, ходи черв’яків, копроліти, дрібні корені, перехід поступовий за кольором;

Hei – верхній перехідний гумусовий горизонт, темно-сірого 39 – 76см кольору з буруватим відтінком, нерівномірний, вологий, грубопиловато-легкосуглинковий, грудкувато-зернистої структури, ущільнений, присипка SiO₂, яка більш помітна з

- глибини 55 см; ходи черв'яків, копроліти, рідко трапляються дрібні корені, перехід помітний за щільністю та кольором;
- HP(e)igl
76 –
105 см – перехідний гумусовий горизонт, глеюватий, строкате забарвлення: темно-сіре з бурими плямами, вологий, грубопиловато-легкосуглинковий, зернисто-грудкуватої структури, ущільнений, тонкопористий, у верхній частині горизонту ледь помітна присипка SiO₂, рясні ходи черв'яків, на стінках яких – глинисто-гумусові натіки, рясні копроліти, кротовина діаметром 5 – 10 см, дрібні корені, з глибини 97 см – ознаки оглеєння у формі заліристо-марганцевих новоутворень, перехід помітний за закипанням і кольором;
- Phkg1
105 –
140 см – нижній перехідний, карбонатний, глеюватий, колір строкатий: палево-бурий з темно-сірими і сірувато-бурими плямами, вологий, грубопиловато-легкосуглинковий, неміцно грудкуватої структури, ущільнений, тонкопористий, черворії, копроліти, кротовини, ховраховини, рідко – дрібні корінці, у верхній частині горизонту – фрагментарне закипання від розчину HCl, з глибини 119 см – суцільне, карбонати у вигляді прожилок, іржаво-бурі плями заліристо-марганцевих новоутворень, у нижній частині з'являються сизі плями, перехід помітний;
- P(h)kg1
140 –
172 см – материнська порода – карбонатний лесоподібний суглинок, глеюватий, слабогумусований, бурувато-палевого кольору, неоднорідний, свіжий, грубопиловато-легкосуглинковий, безструктурний, щільніший за попередній горизонт, тонкопористе складення, ховраховини, заліристо-марганцеві бобовини, іржаві розводи, карбонати у вигляді прожилок, перехід поступовий;
- Pkg1
172 –
210 см – карбонатний лесоподібний глеюватий суглинок, мозаїчне забарвлення: палевий з плямами іржаво-бурого кольору, свіжий, грубопиловато-легкосуглинковий, безструктурний, щільний, заліристо-марганцеві новоутворення, карбонати у вигляді прожилок.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Агрокліматичний довідник по Львівській області. – К.: Держ. вид-во сільськогоспод. л-ри, 1959. – 93 с.
2. Агрофизические методы исследования почв. – М.: Наука, 1966. – 257 с.
3. Александрова Л.Н. Изучение процессов гумификации растительных остатков и природы новообразованных гумусовых кислот // Почвоведение. – 1972. – №7. – С. 37-45.
4. Александрова Л.Н. О номенклатуре, применяемой в учении о почвенном гумусе // Почвоведение. – 1975. – №2.
5. Александрова Л.Н. Органическое вещество почвы и процессы его трансформации. – Л.: Наука, 1980. – 288 с.
6. Александровский А.Л. Эволюция почв Восточной Европы на границе между лесом и степью // Естественная и антропогенная эволюция почв. – Пушкино, 1988. – С. 82-94.
7. Алифанов В.М. Изменение серых лесных почв при сельскохозяйственном использовании // Почвоведение. – 1979. – №1. – С. 37-47.
8. Амелін І.С. Луки Дублянсько-Яричівської долини Львівської області // Український ботанічний журнал. – 1966. – Т. XXIII. №2. – С. 72-78.
9. Амелін І.С. Луки північного Опілля, Львівського плато і Грядового Побужжя // Матеріали до вивчення природних ресурсів Поділля. – Тернопіль; Кременець, 1963. – С. 83-85.
10. Андрущенко Г.О. Грунти західних областей УРСР. – Львів; Дубляни: Вільна Україна. – 1970. – Ч. I. II. – 295 с.
11. Арчегова И.Б. Географические аспекты гумусообразования // Современные проблемы гумусообразования. – Коми филиал АН СССР, 1986. – С. 20-34.
12. Атлас почв Украинской ССР / Под ред. Н.К.Крупского, Н.И. Полулана. – К.: Урожай, 1979. – 160 с.
13. Ахтырцев Б.П. О генезисе серых лесных почв // Почвоведение. – 1979. – №10. – С. 24-33.
14. Ахтырцев Б.П. Серые лесные почвы Центральной России. – Воронеж: Изд-во ВГУ, 1979. – 233 с.
15. Ахтырцев Б.П., Ахтырцев А.Б. Изменение гумусного состояния лесостепных и степных черноземов под курганами и при длительной распашке // Почвоведение. – 2002. – №2. – С. 140-149.

16. Ахтырцев Б.П., Щетинина А.С. Изменение серых лесных почв Среднерусской лесостепи в процессе сельскохозяйственного освоения. – Саранск, 1969. – 164 с.
17. Бабьева И.П., Зенова Г.М. Биология почв. – М.: Изд-во МГУ, 1983. – 248 с.
18. Багаутдинов Ф.Я., Хазиев Ф.Х. Состав, свойства гуминовых кислот целинных и пахотных почв и новообразованных гумусовых веществ // Почвоведение. – 1992. – №1. – С. 80-84.
19. Багнавец О.С. Гумусное состояние серых лесных почв северной части Приволжской возвышенности, развитых на разных почвообразующих породах // Почвоведение. – 1988. – №10. – С. 48-56.
20. Бахтин П.У. Физико-механические и технологические свойства почв. – 1971. – 135 с.
21. Бельчикова Н.П. Некоторые закономерности содержания, состава гумуса и свойств гуминовых кислот в главнейших группах почв Союза ССР // Труды Почвенного ин-та им. В.В.Докучаева. – 1951. – Т. 38. – С. 33-58.
22. Богуцкий А.Б., Величко А.А., Геренчук К.И. и др. Опорные разрезы и краевые образования материковых оледенений западной части Украины: Препр. / Ин-та геолог. наук; 80-17. – К., 1985. – 50 с.
23. Богуцкий А.Б., Величко А.А., Нечаев В.П. Палеокриогенные процессы на западе Украины в верхнем и среднем плейстоцене// Проблемы региональной и общей палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. – М.: Наука, 1975.
24. Богуцкий А.Б., Волошин П.К. Цикличность лессовой толщи юго-запада Русской платформы // Теория цикличности лессов в практ. Инж.-строит. изыск. – М.: Наука, 1981. – С. 111-120.
25. Бондарев А.Г., Кузнецова И.В. Физические основы повышения плодородия // Органическое вещество пахотных почв. Научные труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 1987. – С. 28-36.
26. Бондарчук В.Г. Геологія України. – К.: Вид-во АН УРСР, 1959. – 829 с.
27. Бреус Н.М., Полупан М.І. Агрогрунтове районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К. – 1989. – Т. 1: А-Ж. – С.13.
28. Бугаков П.С., Чупрова В.В. Содержание и качественный состав гумуса в основных почвах Красноярской лесостепи // Почвоведение. – 1970. – №12. – С. 46-54.

29. Вадюнина А.Ф., Корчагина З.А. Методы исследования физических свойств почв. – М.: Агропромиздат, 1986. – 416 с.
30. Вальков В.Ф. Почвенная экология сельскохозяйственных растений. – М.: Агропромиздат, 1986. – С. 11-33.
31. Варава К.М., Вовк І.Ф., Негода Г.М. Підземні води четвертинних відкладів платформенної частини України. – К.: Наук. думка, 1973. – 235 с.
32. Ващенко А.Т. До питання про природно-історичне районування території Львівської області // Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та. – 1951. – Вып. 1. Т. 18. – С. 73-92.
33. Веклич М.Ф. Стратиграфия лессовой формации Украины и соседних стран. – К.: Наук. думка, 1968.
34. Вершинин П.В. Почвенная структура и условия ее формирования. – М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1958. – 188 с.
35. Винокуров М.А., Колоскова А.В. Изменение свойств лесостепных почв при окультуривании. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1969. – 104 с.
36. Винокуров М.А., Колоскова А.В., Сперанская Г.И., Шакуров К.Ш. Гумус почв Волжско-Камской лесостепи и его роль в плодородии. – Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1972. – 132 с.
37. Возбуцкая А.Е. Химия почвы. – М.: Высш. шк., 1968. – 426 с.
38. Воронин А.Д. Структурно-функциональная гидрофизика почв. – М.: Изд-во МГУ, 1984. – 204 с.
39. Ганжара Н.Ф. Условия гумусообразования и гумусовое состояние зональных типов почв // Известия ТСХА. – 1986. – №5. – С. 84-89.
40. Гарифуллин Ф.Ш. Физические свойства почв и их изменение в процессе окультуривания. – М.: Наука, 1979. – 153 с.
41. Геоботаничне районування Української РСР. – К.: Наук. думка, 1977. – С. 73-137.
42. Герасимов И.П., Глазовская М.А. Основы почвоведения и география почв. – М.: Географиз, 1960. – 491 с.
43. Герасимчук І.Н., Сливка Р.О. Питання палеогеографії Пасмового Побужжя в зв'язку з меліорацією // Географія та меліорація ґрунтів. – Львів: Вищ. шк., 1974. – С. 107-115.
44. Геренчук К.І., Койнов М.М., Орел М.Д. Схема фізико-географічного районування західних областей УРСР // Доповіді та повідомлення. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1961. – Вип. 9, ч. 2. – С. 169-172.

45. Геренчук К.И., Койнов М.М., Цись П.М. Природно-географічний поділ Львівського та Подільського економічних районів. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1964. – 220 с.
46. Глебова Г.И. Гиматомелановые кислоты почв и их место в системе гумусовых веществ: Автореф. канд. дис. – М., 1980.
47. Глинка Н.Д. Деградация и подзолистый процесс // Почвоведение. – 1924. – №3-4.
48. Гоголев И.Н. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания по генезису, классификации и сельскохозяйственной типологии почв Советских Карпат и прилегающих территорий. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1963. – С. 4-22.
49. Гринченко А.М., Муха В.Д., Чесняк Г.Я. Трансформация гумуса при сельскохозяйственном использовании почв // Вестник сельскохозяйственной науки. – 1979. – №1. – С.36-40.
50. Гришина Л.А. Гумусообразование и гумусное состояние почв. – М.: Изд-во МГУ, 1986. – 244 с.
51. Гришина Л.А., Копчык Г.Н., Макаров М.И. Трансформация органического вещества почв: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 88 с.
52. Гришина Л.А., Орлов Д.С. Система показателей гумусного состояния почв // Проблемы почвоведения (советские почвоведы к XI Международному конгрессу почвоведов). – М.: Наука, 1978. – С. 42-47.
53. Дегтярьов В.В. Вплив антропогенного фактора на якість гумусу чорноземів України // Вісник ХДАУ. – 1999. – Вип. 2 – С. 26-36.
54. Дергачева М.И. Органическое вещество почв: статика и динамика (на примере Западной Сибири). – Новосибирск: Наука, 1984. – 157 с.
55. Дергачева М.И. Система гумусовых веществ почв. Пространственные и временные аспекты. – Новосибирск: Наука, 1989. – 109 с.
56. Димо В.Н. Агрофизическая характеристика дерново-подзолистых почв разного механического состава // Плодородие дерново-подзолистых почв. – М. – 1958. – С. 19-30.
57. Дмитренко В.П. Агрокліматичне районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К., 1989. – Т. 1: А-Ж. – С. 13-14.
58. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. – М.: Изд-во МГУ, 1972. – 292 с.

59. Докучаев В.В. Реферат и критический разбор геоботанических исследований проф. С.И. Коржинского в бассейне Камы и части Волги: Собр. соч. – М.: Сельхозгиз, 1951. – Т. 6.
60. Доспехов Б.А. Методика полевого опыта (с основами статистической обработки результатов исследований): Учебник. – М.: Агропромиздат, 1985. – 352 с.
61. Дубровина И.В., Иванова О.А. Состав и свойства гумуса серых лесных почв со вторым гумусовым горизонтом Владимирского ополья // Органическое вещество пахотных почв. Научные труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 1987. – С. 85-90.
62. Дюшофур Ф. Основы почвоведения. Эволюция почв. Пер. с франц. – М.: Прогресс, 1970. – 591 с.
63. Дюшофур Ф., Гайффе М. Методы фракционирования гумуса, его типы, роль в агрегатообразовании // Почвоведение. – 1992. – №10. – С. 112-121.
64. Евдокимова Т.И. Почвенная съемка: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1987. – 270 с.
65. Заморій П.К. Четвертинні відклади України. – К.: Вид-во КДУ, 1961. – 551с.
66. Зильбер Г.А. К истории развития ландшафтов юго-западной части Волыно-Подоллии // Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. – Вып. 4. Т. 40. – С. 214-230.
67. Зильбер Г.А. Краткий физико-географический очерк Малого Полесья // Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1956. – Вып. 3. Т. 39 – С. 94-105.
68. Зильбер Г.А. Опыт характеристики опольского естественно-исторического района Львовской области // Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1954. – Вып. 2. – С. 84-95.
69. Зубкова Т.А., Карпачевский Л.О. Матричная организация почв. – М.: РУСАКИ, 2001. – 296 с.
70. Зырин Н.Г. Гумин органического вещества почвы // Вестн. МГУ, 1948. – №1.
71. Каляев Г.І. Український щит // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К., 1993. – Т.3: П-Я. – С. 329-330.
72. Кауричев И.С., Ганжара Н.Ф., Хохлов В.Г. Гумусовое состояние почв Смоленской области // Органическое вещество пахотных почв. Труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 1987. – С. 52-60.

73. Кауричев И.С., Лыков А.М. Проблема гумуса пахотных почв при интенсивном земледелии // Почвоведение. – 1979. – №12. – С. 5-15.
74. Качинский Н.А. Физика почвы. – М., 1965. – Ч.1. – 322 с.
75. Кіт М.Г. Про деградацію ґрунтів Поділля під впливом інтенсивного використання // Вісн. Львів. ун-ту. Серія географічна. – Львів, Вип.17. – 1990. – С.135-138.
76. Ковда В.А. Основы учения по почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. – М.: Наука, 1973. – Кн. 1. – 432 с.
77. Койнов М.М. Природно-географические ландшафты окрестностей г. Львова // Вопросы регионального ландшафтоведения и геоморфологии СССР. Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1964. – Вып. 8 – С. 54-63.
78. Коновалова А.С. Физико-химические свойства и ферментативная активность светло-серых лесных почв при окультуривании // Почвоведение. – 1981. – №3. – С. 50-55.
79. Кононова М.М. Органическое вещество почвы. Его природа, свойства и методы изучения. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 313 с.
80. Кононова М.М. Проблема почвенного гумуса и современные задачи его изучения. – М.: Изд-во АН СССР, 1951. – 390 с.
81. Кононова М.М. Современные задачи в области изучения органического вещества почвы // Почвоведение. – 1972. – №7. – С. 27-36.
82. Кононова М.М., Бельчикова Н.П. Ускоренные методы определения состава гумуса минеральных почв // Почвоведение. – 1961. – №10. – С. 75-87.
83. Концепция оптимизации режима органического вещества почв в агроландшафтах / Кирюшин В.И., Ганжара Н.Ф., Кауричев И.С., Орлов Д.С., Титлянова А.А., Фокин А.Д. – М.: Изд-во МСХА, 1993. – 99 с.
84. Коржинский С.И. Северная граница черноземно-степной области восточной полосы европейской России в ботанико-географическом и почвенном отношении // Тр. Об-ва естествоиспытателей при Имп. Казан. ун-те, 1891. Т. XXII. Вып. 6. – 175 с.
85. Костюкевич Л.И., Алексейчик Н.Н. Влияние известкования и удобрений на содержание и состав гумуса дерново-подзолистой почвы // Почвоведение. – 1990. – №2. – С. 37-47.
86. Костычев П.А. Связь между почвами и некоторыми растительными формациями // VIII съезд русских естествоиспытателей и врачей. Отд.5. СПб., 1890. – С. 37-60.

87. Крупский Н.К., Кузьмичев В.П., Дервянко Р.Г. О содержании гумуса в почвах Украины // Почвоведение. – 1970. – №6. – С. 5-17.
88. Кубійович В. Розміщення ріллі на наших західних землях // Відбитка з журналу “Український Агрономічний Вісник”. – Львів, 1934. – Кн. 2. – С.3-12.
89. Куваева Ю.В., Фрид А.С. Динамика органического вещества тонкодисперсных частиц дерново-подзолистых почв в длительных опытах // Почвоведение. – 2001. – №1. – С. 52-61.
90. Кузнецова И.В. Влияние органического вещества на структуру, сложение и устойчивость почв к деградации физических свойств // Научные труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М, 2000. – С. 423-432.
91. Кузнецова И.В. Трансформация водопрочных агрегатов и органического вещества при антропогенном преобразовании почв // Тезисы докл. Междунар. конф. ”Проблемы антропогенного почвообразования”. Почвенный институт им. В.В. Докучаева. – М., 1997. – Т.1. – С. 94-97.
92. Лактіонов М.І. Вчення О.Н. Соколовського про колоїдність органічної частини ґрунтів, його подальший розвиток // Вісник ХДАУ. – 1999 – Вип.2. – С.12-20.
93. Лактионов Н.И. Органическая часть почвы в агрономическом аспекте: Монография. – Харьков, 1998. – 122 с.
94. Лактіонов М.І. Основні підсумки багаторічного дослідження органічної частини ґрунтів на кафедрі ґрунтознавства // Вісник ХДАУ. – 1997. – Вип. 3. – С.18-25.
95. Ларионова А.А., Розанова Л.Н., Евдокимов И.В., Ермолаев А.М. Баланс углерода в естественных и антропогенных экосистемах лесостепи // Почвоведение. – 2002. – №2. – С. 177-185.
96. Лебедева И.И. Агрофизические свойства серых лесных почв Мордовской АССР // Почвоведение. – 1967. – №3. – С. 72-84.
97. Лебедева И.И. Современные гумусовые аккумуляции в черноземах Русской равнины // Современные проблемы почвоведения. Научные труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 2000. – С. 55-67.
98. Лозе Ж., Матье К. Толковый словарь по почвоведению: Пер. с франц. – М.: Мир, 1998. – 398 с.
99. Лукьянчикова З.И. Содержание и состав гумуса в почвах при интенсивном земледелии // Почвоведение. – 1980. – №6. – С. 78-90.

100. Лыков А.М. Страж плодородия. – М.: Московский рабочий, 1976. – 112 с.
101. Львовская область. Атлас. – М.: ГУГК, 1989. – 40 с.
102. Медведев В.В. Оптимизация агрофизических свойств черноземов. – М.: Агропромиздат, 1988. – 160 с.
103. Медведев В.В., Цибулько В.Г. Зміни фізичних властивостей орного шару ґрунту залежно від питомого тиску сільськогосподарських машин (за даними модельного досліджу) // Агрохімія і ґрунтознавство. – 1978. – Вип. 35 – С.48-53.
104. Медведев В.В., Цибулько В.Г., Слободюк П.И. Об уплотнении чернозема типичного сельскохозяйственной техникой и путях его снижения // Труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 1981. – С. 54-60.
105. Мельник А.В. Основи регіонального еколого-ландшафтознавчого аналізу. – Львів: Літопис, 1997. – 229 с.
106. Муха В.Д. Основные характеристики культурной эволюции почв // Естественная и антропогенная эволюция почв. – Пушкино: Изд-во АН СССР, 1988. – С. 100-107.
107. Муха В.Д. Трансформация гумуса при сельскохозяйственном использовании почв. // Вестник с./х. науки. – 1971. – №1.
108. Мякина Н.Б., Аринушкина Е.В. Методическое пособие для чтения результатов химических анализов почв. – М.: Изд-во МГУ, 1979. – 62 с.
109. Нерпин С.В., Чудновский А.Ф. Физика почвы. – М.: Наука, 1967. – 584 с.
110. Никитин Б.А. Методика определения содержания гумуса в почве // Агрохимия. – №3. – 1972. – С. 123-125.
111. Никитин Б.А. Некоторые общие и зональные закономерности генезиса пахотных почв // Генезис и плодородие сельскохозяйственных почв. – Горький, 1983. – С. 3-10.
112. Носко Б.С., Бацула А.А., Чесняк Г.Я. Гумусовое состояние почв Украины и пути его регулирования // Почвоведение. – 1992. – №10. – С. 33-39.
113. Околелова А.А. Природа и свойства фульвокислот // Почвоведение. – 1992. – №1. – С. 65-68.
114. Оленчук Я., Николин А. Ґрунти Львівської області. – Львів: Каменярь, 1969. – 83 с.

115. Органическое вещество целинных и освоённых почв (экспериментальные данные и методы исследования) / Отв. ред. М.М. Кононова. – М.: Наука, 1972. – 278 с.
116. Орлов Д.С. Вопросы идентификации и номенклатура гумусовых веществ // Почвоведение. – 1975. – №2. – С. 48-60.
117. Орлов Д.С. Гумусовые кислоты почв и общая теория гумификации. – М.: Изд-во МГУ, 1990. – 325 с.
118. Орлов Д.С. Дискуссионные проблемы современной химии почв // Почвоведение. – 2001. – №3. – С. 375-382.
119. Орлов Д.С. К методике изучения оптических свойств гумусовых веществ // Науч. доклады высш. шк. Биологические науки. – 1960. – №1. – С. 204-207.
120. Орлов Д.С. Почвенные фульвокислоты: история их изучения, значение и реальность // Почвоведение. – 1999. – №9. – С. 1165-1171.
121. Орлов Д.С. Химия почв: Учебник. – 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Изд-во МГУ, 1992. – 400 с.
122. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н. Гумусное состояние почв как функция их биологической активности // Почвоведение. – 1984. – №8. – С. 39-49.
123. Орлов Д.С., Бирюкова О.Н., Суханова Н.И. Органическое вещество почв Российской Федерации. – М.: Наука, 1996. – 256 с.
124. Орлов Д.С., Гриндель Н.М. Спектрофотометрическое определение содержания гумуса в почве // Почвоведение. – 1967. – №1. – С. 112-122.
125. Орлов Д.С., Гришина Л.А. Практикум по химии гумуса: Учеб. пособие. – М.: Изд-во МГУ, 1981. – 272 с.
126. Орлов Д.С., Гришина Л.А., Ерошичева Н.Л. Практикум по биохимии гумуса. – М.: Изд-во МГУ, 1969. – 155 с.
127. Орлов Д.С., Лозановская И.Н., Попов П.Д. Органическое вещество почв и органические удобрения. – М.: Изд-во МГУ, 1985. – 97 с.
128. Орлова Н.Е., Бакина Л.Г., Плотникова Т.А. Взаимодействие гуминовых кислот с кальцием и известкование почв // Почвоведение. – 1992. – №1. – С. 120-123.
129. Оценка почв по содержанию и качеству гумуса для производственных моделей почвенного плодородия (рекомендации) / Л.Л. Шишов, К.В. Дьяконова. – М.: Агропромиздат, 1990. – 29 с.

130. Панников В.Д. Влияние леса на структуру лесостепных почв и накопление в них гумуса // Почвоведение. – 1977. – №11. – С. 116-127.
131. Пестряков В.К. Окультуривание почв Северо-Запада. – Л.: Колос, 1977. – 343 с.
132. Підвальна Г.С. Вплив окультурення на морфогенез ґрунтів Пасмового Побужжя. – Луцьк: Ред.-вид. від. “Вежа” Волин. держ. ун-ту ім. Лесі Українки, 2002. – №4. – С. 205-208.
133. Підвальна Г. Гумусовий стан сірих опідзолених ґрунтів Пасмового Побужжя // Вісн. Львів. ун-ту. Серія географічна. – Львів, 2002. – Вип. 29. – С. 218-225.
134. Підвальна Г. Екологічна стійкість ґрунтів Пасмового Побужжя // Україна та глобальні процеси: географічний вимір: Збірн. наук. праць: у 3-х т. – К.: Вежа, 2000. – Т. 2. – С. 191-192.
135. Підвальна Г. З історії вивчення Пасмового Побужжя // Історія української географії. Всеукраїнський науково-теоретичний часопис. – Тернопіль: Підручники і посібники, 2000. – Вип. 2. – С. 70-72.
136. Підвальна Г.С. Оцінка гумусового стану основних типів ґрунтів Львівської області // Генеза, географія та екологія ґрунтів. Вісн. Львів. ун-ту. Серія географічна. – Львів: Простір М, 1999. – Вип. 25. – С. 34-36.
137. Підвальна Г.С. Структурно-агрегатний стан ґрунтів Пасмового Побужжя // Агрохімія і ґрунтознавство. Спец. випуск до VI з'їзду УТГА. – Х., 2002. – Кн. 2. – С. 158-160.
138. Підвальна Г.С. Фізико-хімічні властивості ґрунтів Пасмового Побужжя та їх зміни під впливом окультурення // Наукові записки Вінницьк. держ. педагог. ун-ту ім. М. Коцюбинського. Серія: Географія. – Вінниця, 2001. – Вип. 2. – С.92-95.
139. Підземні води західних областей України / За ред. О.Д. Штогриня, К.С.Гавриленка. – К.: Наук. думка, 1968. – 314 с.
140. Платонова Г.Ю. Ґрунтово-географічне районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т – К, 1989. – Т.1: А-Ж. – С.300-301.
141. Плодородие почв и устойчивость земледелия (агроэкологические аспекты) / И.П.Макаров, В.Д.Муха, И.С. Кочетков и др. – М.: Колос, 1995. – 288 с.
142. Плотникова Т.А. Характеристика особенностей образования и природы гумусовых веществ почв с помощью данных оптической

- плотности // География, генезис и плодородие почв: Сб. трудов. – Л.: Колос, 1972. – Вып. V. – С. 196-210.
143. Плотникова Т.А., Аристовская Т.В., Орлова Н.Е. Вклад В.В. Пономаревой в проблему изучения гумуса // Почвоведение. – 1989. – №8. – С. 100-108.
144. Плотникова Т.А., Орлова Н.Е. Использование модифицированной схемы Пономаревой-Плотниковой для определения состава, природы и свойств гумуса почв // Почвоведение. – 1984 – №8. – С. 120-130.
145. Плотникова Т.А., Орлова Н.Е. Бакина Л.Г. Изменение гумусового состояния дерново-подзолистых легкосуглинистых и супесчаных почв под влиянием окультуривания // Органическое вещество пахотных почв. – М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 1987. – С. 76-84.
146. Плотникова Т.А., Пономарева В.В. Упрощенный вариант определения оптической плотности гумусовых веществ с одним светофильтром // Почвоведение. – 1967. – №7. – С. 73-85.
147. Позняк С.П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины. – Львов: ВНТЛ, 1997. – 240 с.
148. Полевой определитель почв / Под ред. Н.И. Полупана и др. – К.: Урожай, 1981. – 320 с.
149. Полупан Н.И., Чесняк Г.Я. Динамика содержания гумуса и его состав // Почвы Украины и повышение их плодородия. – К.: Урожай, 1988. – С. 82-94.
150. Полякова Н.В. Влияние окультуривания на гумусный режим серых лесных почв // Изменение почвенных процессов и факторов плодородия при земледельческом использовании почв. – Горький, 1986. – С.53-58.
151. Пономарева В.В. Теория подзолообразовательного процесса. – М.; Л.: Наука, 1964. – 380 с.
152. Пономарева В.В., Плотникова Т.А. Гумус и почвообразование. – Л.: Наука, 1980. – 220 с.
153. Почвоведение: В 2-х частях / Под ред. В.А. Ковды, Б.Г. Розанова. – М.: Высш. шк., 1988.
154. Почвы Украины и повышение их плодородия / Под ред. Н.И. Полупана. – Т. 1. – К.: Урожай, 1988. – 296 с.
155. Почвы УССР / Вернандер Н.Б., Годлин М.М., Самбур Н.Г., Скорина С.А. – Киев; Харьков: Госиздат. сельхоз. лит., 1951. – 320 с.

156. Практикум по агрохимии / Под ред. В.Г.Минеева. – М.: Изд-во МГУ, 1989. – 304 с.
157. Практикум по почвоведению / Под ред. И.С. Кауричева. – М.: Колос, 1973. – 279 с.
158. Природа Львівської області / За ред. К.І. Геренчука. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1972. – 149 с.
159. Природа Украинской ССР. Геология и полезные ископаемые / К.М. Сытнык, А.М. Маринич и др. – К.: Наук. думка, 1986. – 179 с.
160. Природа Украинской ССР. Климат / В.Н. Бабиченко, М.Б. Барабаш, К.Т.Логвинов и др. – К.: Наук. думка, 1984. – 232 с.
161. Природа Украинской ССР. Почвы / Н.Б. Вернандер, И.Н. Гоголев, Д.И.Ковалишин и др. – К.: Наук. думка, 1986. – 216 с.
162. Природа Украинской ССР. Растительный мир. / Т.Л. Андриенко, О.Б. Блюи, С.П. Вассер и др. – К.: Наук. думка, 1985. – 208 с.
163. Пшевлоцький М., Гаськевич В. Ґрунти Сокальського пасма і їх агротехногенна трансформація. – Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2002. – 180 с.
164. Рамазанов Р.Я., Хазиев Ф.Х., Ганиев Х.И. Влияние приемов обработки и удобрений на агрофизические свойства серой лесной почвы (Башкирия) // Почвоведение. – 2001. – №3. – С.338-347.
165. Растворова О.Г. Физика почв (Практическое руководство). – Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1983. – 196 с.
166. Ревут И.Б. Физика почв. – Л.: Колос, 1972. – 366 с.
167. Ревут И.Б., Соколовская Н.А., Васильев А.М. Структура и плотность почвы – основные параметры, кондиционирующие почвенные условия жизни растений / Пути регулирования почвенных условий жизни растений. – Л.: Гидрометеиздат, 1971.
168. Роде А.А. Генезис почв и современные процессы почвообразования / Отв. ред. И.Н.Скрыпникова. – М.: Наука, 1984. – 256 с.
169. Роде А.А. Система методов исследования в почвоведении. – Новосибирск: Наука, 1971. – 92 с.
170. Розанов Б.Г. Генетическая морфология почв. – М.: Изд-во МГУ, 1975. – 293 с.
171. Розанов Б.Г. Морфология почв. – М., 1983. – 320 с.
172. Рубилин Е.В., Вернандер Н.Б., Парфенов Е.И. Серые лесные почвы Европейской части СССР – генезис, классификация и картография почв СССР // Доклады к VIII Междунар. конгрессу почвоведов. – М.: Наука, 1964. – С.58-73.

173. Рубилин Е.В., Долотов В.А. Влияние сельскохозяйственного освоения на запасы и состав гумуса серых лесных почв // Почвоведение. – 1967. – №6. – С.3-9.
174. Рубцова Л.П. Изменение серых лесных почв при сельскохозяйственном освоении // Почвоведение. – 1967. – №3. – С. 31-42.
175. Руденко Ф.А. Гідрогеологія Української РСР. – К.: Вища шк., 1972. – 174 с.
176. Русский чернозем – 100 лет после Докучаева. – М.: Наука, 1983. – 304 с.
177. Рьжов С.Н., Мухамеджанов М.В. Агрономическое значение структуры и сложения почвы // Теоретические вопросы обработки почв. – Л.: Гидрометеоздат, 1963. – С. 44-57.
178. Сигнаевский Р.К., Иванов Н.А. Изменение серых лесных почв при сельскохозяйственном использовании // Серые лесные почвы Предуралья и их рациональное использование. – Свердловск, 1982. – С. 91-102.
179. Скорина С.О. Агрогрунтови райони лісостепу правобережного та західного // Агрохімія і ґрунтознавство. Вип. 12. Агрогрунтове районування України. – К.: Урожай, 1969. – С. 91-108.
180. Славный Ю.А., Белов М.И., Вадковская Н.Н., Волков С.Г. Изменение свойств серых лесных почв при интенсификации их использования // Почвоведение. – 1990. – №3. – С. 52-64.
181. Соболевський Е.Е. Гідрогеологічне районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К., 1989. – Т.1: А-Ж. – С. 262.
182. Соколов Д.Ф., Судница Т.Н. Состав и оптические свойства гуминовых кислот некоторых лесных почв // Доклады АН СССР, 1961. – Т.138. – №4. – С.931-934.
183. Сорокина Н.П., Шубина И.Г. Диагностика пахотных серых лесных почв Европейской России на уровне подтипов // Почвоведение. – 2000. – №8. – С.927-935.
184. Титова Н.А., Травникова Л.С., Когут Б.М., Кершенс М. Органическое вещество и проблема устойчивости почв в XXI в.: соотношение и состав активной и инертной частей органического вещества черноземов длительных полевых опытов / Науч. труды Почвенного ин-та им. В.В. Докучаева. – М., 2000. – С. 369-383.
185. Туев Н.А. Микробиологические процессы гумусообразования. – М.: Агропромиздат, 1989. – 239 с.

186. Тюрин И.В. К вопросу о генезисе и классификации лесостепных и “лесных” почв // Уч. зап. Казан. ун-та. – Казань, 1930. – Кн. 3-4. – С.429-462.
187. Тюрин И.В. К методам анализа для сравнительного изучения состава почвенного перегноя или гумуса // Тр. Почвенного ин-та АН СССР, 1951. – Т.38. – С. 45-49.
188. Тюрин И.В. Органическое вещество почвы и его роль в плодородии. – М.: Наука, 1965.
189. Урусевская И.С., Мешалкина Ю.Л., Хохлова О.С. Географогенетические особенности гумусного состояния серых лесных почв // Почвоведение. – 2000. – №11. – С.1377-1390.
190. Уткаева В.Ф. Восстановление структуры серых лесных почв сельскохозяйственного использования // Почвоведение. – 1987. – №8. – С.127-133.
191. Физико-географическое районирование Украинской ССР / Под ред. В.П.Попова, А.М. Маринича, А.И. Ланько. – К.: Изд-во Киев. ун-та, 1968. – 683 с.
192. Филон И.И. Оптическая плотность гуминовых кислот чернозема типичного в условиях длительного применения удобрений и орошения // Вісник аграрної науки. – К.: Аграрна наука, 1999. – №10. – С. 63-65.
193. Хан Д.В. Органо-минеральные соединения и структура почвы. – М.: Наука, 1969. – 144 с.
194. Хлестакова Е.А. Использование некоторых показателей гумусного состояния почв в целях диагностики // Почвоведение. – 1991. – №6. – С. 38-46.
195. Хотинский Н.А. Взаимоотношение леса и степи по данным изучения палеогеографии голоцена // Эволюция и возраст почв СССР. – Пушино, 1986. – С.46-53.
196. Цись П.М. Геоморфологія УРСР. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1962. – 223 с.
197. Цись П.М. Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР // Географічний збірник, 1959. – Вип. 5. – С. 83-93.
198. Цись П.Н. О типологических ландшафтных единицах западных областей Украинской ССР// Доповіді і повідомлення. – Львів: Вид-во Львів. ун-ту, 1957. – Вип.7. Ч.3. – С.6-10.
199. Цись П.Н. О физико-географическом районировании и ландшафтном картировании западных областей Украинской ССР //

- Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1957. – Вып.4. – С.163-172.
200. Цысь П.Н. Схема геоморфологического районирования западных областей Украинской ССР // Географический сборник. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1951. – Вып.1. – С.11-62.
201. Чекар О.Ю. Роль гумусу в стабілізації ґрунтових процесів у чорноземах типових Лівобережного Лісостепу України: Автореф. дис. канд. с/г наук: 06.01.03 / Ін-т ґрунтознавства та агрох. ім. О.Н. Соколовського УААН. – Харків, 2001. – 20 с.
202. Чендев Ю.Г. Агротехногенное изменение темно-серых лесных почв Центральной лесостепи за последние 200 лет // Почвоведение. – 1997 – №1. – С.10-21.
203. Черников В.А. Диагностика трансформационных изменений гумуса под влиянием антропогенных факторов // Тезисы докл. Междунар. конф. "Проблемы антропогенного почвообразования". – М.: Почвенный ин-ут им. В.В. Докучаева, 1997. – Т.1. – С.230-232.
204. Чижов М.П. Український лісостеп. Фізико-географічний нарис. – К.: Рад. шк., 1961. – 204 с.
205. Шейн Е.В., Иванов А.Л., Бутылкина М.А., Мазиров М.А. Пространственно-временная изменчивость агрофизических свойств комплекса серых лесных почв в условиях интенсивного сельскохозяйственного использования// Почвоведение. – 2001. – №5. – С. 578-585.
206. Шеляг-Сосонко Ю.Р. Геоботанічне районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К., 1989. – Т.1: А-Ж. – С.245.
207. Щербаков А.П., Шевченко Г.А. Основные показатели гумусного состояния и уровень плодородия почв ЦЧР // Органическое вещество пахотных почв. – М.: Почвенный ин-т им. В.В. Докучаева, 1987. – С. 103-109.
208. Шищенко П.Г. Фізико-географічне районування // Географічна енциклопедія України: В 3-х т. – К, 1993. – Т.3: П-Я. – С. 340-343.
209. Шубина И.Г. Состав гумуса дерново-подзолистых, светло-серых и серых почв Прикамской провинции // Почвоведение. – 1973. – №12. – С. 23-29.
210. Шугалей Л.С. Антропогенез лесных почв юга Средней Сибири. – Новосибирск.: Наука, Сиб. отд-ие, 1991. – 183 с.

211. Flaig W. Comparative chemical investigations on natural humic compounds and their model substances // "Sci. Proc. Dublin Soc.", ser. A 1. – 1960. – P.149-162.
212. Flaig W. Gedanken zur Nomenklatur der im Boden vorhandenen organischen stoffe // Trans. 8-th intern. congr. soil sci. – Bucharest, 1964. – Vol. III. – P.152-165.
213. Forsyth W. Stuties in the more soluble complexes of soil organic matter. A method of fractionation // Biochemucal. – 1947. – Vol. 41. – P.176.
214. Hoppe-Seyler F. Uber Huminsubstanzen, ihre Entstehung and ihre Eigenschaften. – 2. Physiol. Chem., 1889. – Bd 13.
215. Kumada K. Studies on the color of humic acids/ 1/ On the concepts of humic substances and the humification // Soil Sci., Plant Nutr. – 1965. – V.11. №4. – P.151.
216. Kuwatsuka S., Tsutsuki K., Kumada K. Chemical studies on soil humic acids // Soil Sci., Plant Nutr. – 1978. – V. 24. №3. – P. 337.
217. Malicki A. Z morfologii Nadbuża Grzędowego / Odbitka z "Kosmosu". – T. LXI. Zeszyt I. – Lwów, 1936.
218. Mann L.K. A regional comparison of carbon in cultivated and incultivated altisols and moltsols in the Central United States // Geoderma. – 1985. – 36, №3-4. – P.241-253.
219. Mann L.K. Changes in soil carbon storage after cultivation // Soil Sci. – 1986.– 142, №5. – P.279-288.
220. Munsell Soil Color Charts // Baltimore 2, Maryland U.S.A., 1954.
221. Oden S. Die Huminsauern. // Kolloidchem. Beihefte. – 1919. – Bd 11. – S.75.
222. Scheffer F. und Ulrirch B. Humusdungung. – Stuttgart, 1960.
223. Scheffer F., Welte E. Probleme der Humus forschung, // Die Naturwissenschaften. – 1950. – №14. – P. 321-329.
224. Shan R.K., Chokshi M.R., Joshi B.C. Development studies on soil organic matter: humin. – Viscwakarma, 1975. – Vol.16, №3.
225. Shan R.K., Chokshi M.R., Joshi B.C. Development studies on soil organic matter: humus. – Viscwakarma, 1975. – Vol.16, №1.
226. Shan R.K., Chokshi M.R., Joshi B.C. Development studies on soil organic matter: hymatomelanic acid – a review. – Viscwakarma, 1975. – Vol.16, №5.
227. Teisseyre H. Podtortońska powierzchnia Krety w okolicach Lwowa // Sprawozdanie Polsk. Inst. Geol. – Warszawa, 1934. – T. VIII.

ВСТУП.....	3
1. ФАКТОРИ ҐРУНТОУТВОРЕННЯ.....	6
1.1. Геологічна будова та ґрунтоутворюючі породи.....	8
1.2. Гідрогеологічні особливості.....	11
1.3. Особливості геоморфологічної будови.....	13
1.4. Клімат.....	16
1.5. Рослинність.....	18
2. ОСОБЛИВОСТІ ГЕНЕЗИСУ ТА ГЕОГРАФІЇ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО БУЖЖЯ.....	22
3. МЕТОДИКА ДОСЛІДЖЕНЬ.....	29
3.1. Вибір і характеристика репрезентативних дослідних ділянок.....	30
3.2. Лабораторно-аналітичні дослідження.....	32
4. ГУМУСОВИЙ СТАН ҐРУНТІВ.....	33
4.1. Методологічні та методичні проблеми вивчення.....	33
4.2. Особливості агрогенної трансформації гумусового стану ґрунтів.....	42
5. ГЕОГРАФО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГУМУСОВОГО СТАНУ ҐРУНТІВ ПАСМОВОГО ПОБУЖЖЯ.....	48
5.1. Вміст та розподіл гумусових речовин у ґрунтовому профілі.....	48
5.2. Нітроген гумусових речовин.....	59
5.3. Якісний склад гумусу.....	63
5.3.1. Оптична щільність гумусових кислот.....	81
5.4. Просторові закономірності вмісту гумусу та його динаміка.....	100
6. МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	107
7. ФІЗИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	117
7.1. Гранулометричний і мікроагрегатний склад.....	118
7.2. Структурно-агрегатний склад.....	130
7.3. Складення.....	136
7.3.1. Щільність твердої фази.....	136
7.3.2. Щільність будови.....	137
7.3.3. Шпаруватість.....	140
8. ФІЗИКО-ХІМІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ҐРУНТІВ.....	142
8.1. Ємність катіонного обміну та склад ввібраних основ.....	142

8.2. Кислотно-основні властивості ґрунтів.....	150
ВИСНОВКИ.....	159
ДОДАТОК.....	163
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	172

Наукове видання

Галина Станіславівна Підвальна,

Степан Павлович Позняк

Гумусовий стан автоморфних ґрунтів Пасмового Побужжя

Монографія

Редактор: Л. Макітринська
Коректор: В. Станкевич-Іванова
Комп'ютерна верстка: Г. Підвальна

Підп. до друку 28.07.2004. Формат 60x84/16.
Папір офсетний. Гарнітура Times New Roman.
Умовн. друк. арк. . Обл. вид. арк. 10,9.
Тираж 300 прим. Зам. №369
Видавничий центр Львівського національного університету
імені Івана Франка. 79000 м. Львів, вул. Дорошенка, 41.

Віддруковано в друкарні ЛА „Піраміда”
Свідоцтво державного реєстру: серія ДК № 356.

