МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ

ДНІПРОВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені Олеся Гончара

КАФЕДРА ГЕОБОТАНІКИ, ҐРУНТОЗНАВСТВА ТА ЕКОЛОГІЇ

В. А. Горбань

Еолово-ґрунтові відклади
та їх вплив на формування едафотопів лісових культурбіогеоценозів степової зони України

Монографія

Дніпро «Свідлер А. Л.» 2017

УДК 574.4:631.4
Г 67

Рецензенти:
доктор біологічних наук, професор ***І. Х. Узбек***
доктор біологічних наук, професор ***Н. А. Білова***

Затверджено до друку Вченою радою
Дніпровського національного університету імені Олеся Гончара
(протокол № 6 від 21.12.2017 р.)

Горбань В. А.
Г 67 Еолово-ґрунтові відклади та їх вплив на формування едафотопів лісових культурбіогеоценозів степової зони України: Монографія. – Дніпро: Свідлер А. Л., 2017. – 201 с.

ISBN

У монографії розглянуто особливості пертинентної ролі лісових культурбіогеоценозів та їх вплив на едафотопи в умовах степу України. Наведено огляд умов прояву пилових бур, які є основним фактором імпульверизації та утворення еолово-ґрунтових відкладів. Розглянуто закономірності розподілу еолово-ґрунтового матеріалу та вплив на нього лісових культурбіогеоценозів в умовах степової зони України. Представлено особливості біогеоценологічної взаємодії еолових відкладів з компонентами штучних лісових екосистем. Надано пропозиції щодо класифікації та індексації еолово-ґрунтових відкладів. Наведено результати дослідження властивостей еолово-ґрунтових відкладів, а також особливостей їх впливу на фізичні та фізико-хімічні властивості, мікроморфологічну будову, мінералогічний склад та природну радіоактивність едафотопів лісових культурбіогеоценозів в умовах різнотравно-типчаково-ковилових та типчаково-ковилових степів України. Запропоновано використовувати еолово-ґрунтові відклади як родючий субстрат для меліорації змитих та незручних земель, а також для створення лісових захисних культурбіогеоценозів в умовах степу при лісовій рекультивації порушених земель.

Для спеціалістів у галузі екології та охорони навколишнього середовища, біогеоценології, геоботаніки, ґрунтознавства, а також студентів та аспірантів, що вивчають природничі науки.

ISBN

© Горбань В. А., 2017

ЗМІСТ

ВСТУП 6

1. ПЕРТИНЕНЦІЯ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ ТА УТВОРЕННЯ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ 9
1.1. Особливості пертинентної ролі лісових культурбіогеоценозів та їх вплив на едафотопи в умовах степу 9
1.2. Пилові бурі як фактор імпульверизації та утворення еолово-ґрунтових відкладів 21

2. ОБ'ЄКТИ, МЕТОДОЛОГІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ 28
2.1. Природні умови південного сходу України 28
2.2. Об'єкти досліджень 33
2.3. Методологія та методи досліджень 35

3. ЕКОЛОГІЧНА ЗУМОВЛЕНІСТЬ ОСОБЛИВОСТЕЙ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ У ЛІСОВИХ ЗАХИСНИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗАХ СТЕПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ 37
3.1. Пилові бурі та закономірності розподілу еолово-ґрунтового матеріалу в умовах степової зони України 37
3.2. Екологічний вплив лісових культурбіогеоценозів на розподіл еолово-ґрунтового матеріалу 41
3.3. Біогеоценологічна взаємодія ЕҐВ з компонентами штучних лісових екосистем 51
3.4. Типологія штучних лісів О. Л. Бельгарда та коефіцієнт акумуляції ЕҐВ 55
3.5. Класифікація та індексація ЕҐВ 59
3.6. Географічна й екологічна відповідність та невідповідність між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів степової зони України 62

4. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ РІЗНОТРАВНО-ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ЧОРНОЗЕМИ ЗВИЧАЙНІ*) 65
4.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоценозу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів 65

4.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 68
4.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 80
4.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу 90
4.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу 103
4.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та її вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 107

5. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ РІЗНОТРАВНО-ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ЧОРНОЗЕМИ ПРИАЗОВСЬКІ*) 111
5.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоценозу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів 111
5.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 113
5.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 122
5.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу 132
5.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу 139
5.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та її вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 141

6. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ТЕМНО-КАШТАНОВІ ҐРУНТИ*) 143
6.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоценозу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів 143
6.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 145

6.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив
на едафотопи лісового культурбіогеоценозу 154
6.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів
лісового культурбіогеоценозу 163
6.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів
лісового культурбіогеоценозу 172
6.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та її вплив на едафотопи
лісового культурбіогеоценозу 175

7. ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗАЄМОВПЛИВУ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ ТА ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ РІЗНИХ ПІДЗОН СТЕПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ 178

ВИСНОВКИ ТА РЕКОМЕНДАЦІЇ 184

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ 186

ВСТУП

В умовах степової зони України спостерігається катастрофічне зменшення площі полезахисних лісових насаджень як унаслідок стадійного старіння та поступового відмирання, так і внаслідок їх хижацького винищення в результаті незадовільного господарювання (Зонн, 2001; Травлеев, 2008). Ці явища призводять до прояву ряду негативних факторів, які були зупинені існуючими полезахисними лісовими насадженнями. Одним із таких факторів є вітрова ерозія (дефляція) ґрунтового покриву. Вітри зі швидкістю понад 15 м/с спричиняють виникнення пилових бур, під час яких дефляція проявляється найбільш інтенсивно. Пилові бурі, після зупинення їх дії протягом останніх 38 років, знову відновили свій катастрофічний вплив на навколишнє середовище (Булигін, 2007; Травлеев, 2008). Рецидив пилових бур мав місце в квітні 2007 р. (Зубець, 2008; Лисецкий, 2012), коли ними було охоплено 125 тис. км^2, що становить близько 20 % площі України, або 50 % площі всієї степової зони країни. Після 2007 р. майже кожного року, особливо в південних районах степової зони, спостерігаються пилові бурі. Усе це свідчить про необхідність вживання термінових заходів щодо захисту, відновлення та додаткового створення стійкої системи полезахисних насаджень, оскільки при подальшій бездіяльності та знищенні лісових насаджень степова зона поступово перетвориться на півпустелю (Белова, 1999; Травлеев, 2010).

Процеси видування та їх вплив на навколишнє середовище детально досліджено й описано в багаточисельних наукових роботах, у той час як наслідки відкладання еолово-ґрунтового матеріалу та його особливості висвітлені лише в роботах окремих авторів (Высоцкий, 1962, 1983; Савостьянов, 1969; Медведєв, 1971; Можейко, 1974, 2000; Долгилевич, 1978, 1981; Белова, 1997 та ін.).

Дослідження полезахисних лісосмуг степової зони України (Зонн, 1951; Стадниченко, 1960; Высоцкий, 1962, 1983; Смалько, 1963; Соловьев, 1967; Бельгард, 1971; Можейко, 1971; Травлеев, 1972, 1977; Белова, 1997; Булигін, 2007 та ін.) показали, що більшість із них характеризується наявністю відкладів еолового матеріалу різної потужності, однак екологічна роль цих специфічних еолово-ґрунтових утворень у формуванні едафотопів лісових культурбіогеоценозів в умовах степу дотепер залишається недостатньо дослідженою.

Надходження еолового матеріалу на денну поверхню ґрунту зумовлює зміну автохтонного (нормального, за В. В. Докучаєвим, 1952) тренду педолітогенезу на акумулятивний (Ильичев, 1985), при якому відбувається зростання товщі ґрунту догори, у результаті чого

радіовуглеводний вік горизонтів таких ґрунтів з глибиною збільшується (Герасимов, 1968). Визначення тренду (спосіб формування ґрунтового тіла, за V. O. Targulian, 1980), у якому формувався ґрунт, може суттєво впливати на генетичну трактовку ґрунтового профілю, диктувати методи балансових розрахунків та в кінцевому рахунку визначати точку зору на перебіг ґрунтотвірного процесу в цілому (Ильичев, 1985).

Дослідження впливу еолово-ґрунтових відкладів (ЕҐВ) на властивості едафотопів лісових культурбіогеоценозів у степу дозволило з'ясувати особливості формування лісопокращених едафотопів (Стадниченко, 1955; Крупеников, 1967; Соловьев, 1967; Травлеев, 1972, 1977; Адерихин, 1983; Зонн, 1989; Белова, 1997), установити особливості процесу бергинізації (надходження дрібнозему в біогеоценоз на поверхню ґрунту разом із рослинними залишками та засвоєння їх ґрунтовою біотою, за Л. О. Карпачевським, 2005) в умовах степу України, надати рекомендації щодо раціонального використання величезних об'ємів цих специфічних еолово-ґрунтових утворень в умовах степової зони України.

У складі загону з ґрунтознавства та екології ґрунтів Комплексної експедиції Дніпровського національного університету ім. О. Гончара з дослідження лісів степової зони нами було виконано комплексне дослідження ЕҐВ та їх екологічної ролі у формуванні едафотопів лісових культурбіогеоценозів різних підзон степової зони України; установлено своєрідність взаємовпливу ЕҐВ з лісопокращеними чорноземами; виявлено їх фізико-хімічні особливості; запропоновано використання в лісотипологічній формулі штучних лісів О. Л. Бельгарда коефіцієнта акумуляції для стислого відображення особливостей відкладеного в лісовому культурбіогеоценозі еолово-ґрунтового матеріалу; розроблено положення про географічну й екологічну відповідність та невідповідність між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів; запропоновано перспективи подальшого використання ЕҐВ як родючих субстратів для меліорації змитих та незручних земель.

Висловлюю щиру та глибоку вдячність моєму вчителю, члену-кореспонденту НАН України, доктору біологічних наук, професору, лауреату державної премії України в галузі науки і техніки, заслуженому діячу науки і техніки України А. П. Травлєєву за постійну підтримку та всебічну допомогу при виконанні досліджень, результати яких наведено в монографії.

Також висловлюю подяку всьому колективу Комплексної експедиції Дніпровського національного університету імені Олеся Гончара з дослідження лісів степової зони, у складі загону з

ґрунтознавства якої виконувалися дослідження еолово-ґрунтових відкладів у лісових біогеоценозах степової зони України.

Особливу вдячність висловлюю доктору біологічних наук, професору І. Х. Узбеку та доктору біологічних наук, професору Н. А. Біловій за взяття на себе зобов'язань щодо рецензування даної монографії, а також за слушні поради щодо її змісту.

1. ПЕРТИНЕНЦІЯ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ ТА УТВОРЕННЯ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ

1.1. Особливості пертинентної ролі лісових культурбіогеоценозів та їх вплив на едафотопи в умовах степу

Як відомо, біогеоценоз (за В. М. Сукачовим, 1964) – це сукупність на визначеній території земної поверхні однорідних природних явищ (атмосфери, гірської породи, рослинності, тваринного світу та світу мікроорганізмів, ґрунту та гідрологічних умов), яка має свою особливу специфіку взаємодії цих складових її компонентів та певний тип обміну речовиною та енергією їх між собою та з іншими явищами природи і являє собою внутрішньосуперечливу діалектичну єдність, яка знаходиться в постійному русі, розвитку.

В. М. Сукачов виділяє п’ять взаємопов’язаних компонентів біогеоценозу – атмосферу (кліматоп), ґрунт (едафотоп), рослинність (фітоценоз), тваринне населення (зооценоз) та мікроорганізми (мікробоценоз).

Під лісовим культурбіогеоценозом В. М. Сукачов (1964) розуміє штучно створений біогеоценоз, головним компонентом якого є лісовий культурфітоценоз, тобто штучне лісове насадження. Це зумовлюється тим, що створення саме культурфітоценозу завжди пов’язане зі зміною ґрунтових умов, а в певній мірі – також гідрологічних та кліматичних умов та зооценозу, тобто всіх інших компонентів культурбіогеоценозу.

Природні та штучні ліси здійснюють вплив на зовнішні фізико-географічні та фізико-топографічні умови їх місцезростання, у певній мірі змінюючи їх. Це явище Г. М. Висоцький (1983) назвав лісовою пертиненцією.

Учений відзначає, що вплив лісу на клімат не обмежується тільки простором, зайнятим лісовим деревостаном. Він виходить за його межі, змінюючи в певному відношенні кліматичні елементи деяких внутрішньоконтинентальних країн.

Г. М. Висоцький виділяє пертиненцію надземну (вплив на атмосферу), яка проявляється у впливі лісу на рух повітряних потоків, конвекцію, мікроклімат, температуру повітря, випаровування вологи з ґрунту, розподіл снігу на прилеглих територіях і т. д.

При вивченні пертиненції наземної (вплив на педосферу) учений велику увагу приділяє фактору – мертвому покриву, підстилці, зокрема лісовій, – фактору, який знаходиться між зеленим рослинним покривом та ґрунтом.

Г. М. Висоцький (1983) значну увагу також приділяє пертиненції на вологість ґрунту та ґрунтові води.

Таким чином, пертинентна роль лісових культурбіогеоценозів в умовах степової зони проявляється у зменшенні швидкості вітру, затримуванні та рівномірному розподілі на полях снігу, сприянні підвищенню вологості ґрунту і повітря, поліпшенні гідрологічного режиму місцевості, зниженні випаровування вологи з ґрунту, захисті ґрунту від видування (Бодров, 1951; Чугай, 1955; Высоцкий, 1960, 1962, 1983; Доскач, 1963; Формирование .., 1967; Руководство .., 1970; Бельгард, 1971; Сурмач, 1971; Ярмольська, 1971; Травлеев, 1972, 1988, 2007, 2008; Долгилевич, 1978, 1981; Сазонов, 1984; Довідник .., 1988; Грицан, 1996, 2000, 2002; Горейко, 2000).

Дж. Кітредж (1951) відзначає важливе значення лісової рослинності в захисті ґрунтів від ерозії. Одним з основних чинників захисної ролі лісу вчений вважає утворення лісової підстилки, яка відіграє важливу роль у житті та стійкості лісу.

Полезахисні лісосмуги гальмують та змінюють напрям повітряного потоку, охолоджують гарячі вітри та зменшують шкоду, яку завдають холодні вітри. Вони захищають сніг від видування, а також допомагають призупинити дефляцію, яка може знести поверхневий шар ґрунту поблизу захисної смуги (Беннетт, 1958).

О. Л. Бельгард (1971) зазначає, що фітоклімат штучних лісових насаджень відрізняється більш згладженими змінами температурного режиму, більшою вологістю повітря та послабленням вітрових потоків порівняно з фітокліматом відкритого степу.

М. Н. Заславський (1983) підкреслює, що сприятливий вплив лісової рослинності різноманітний. У лісах ерозія зазвичай не спостерігається навіть на дуже крутих схилах при випаданні сильних дощів. Протиерозійне значення лісу вчений пов'язує із захисною роллю крони, лісової підстилки. Остання, маючи високу водопроникність, високу вологоємність, забезпечує швидке поглинання дощової води. Лісова підстилка здатна поглинати в 2–5 разів більше води, ніж її маса в повітряно-сухому стані. Спостереження показують, що при видаленні лісової підстилки стік збільшується в 5–10 разів та більше. Ефективність впливу лісової рослинності на попередження ерозії залежить від складу порід, повноти насадження, їх віку, наявності підліску, наявності та стану трав'янистого покриву та підстилки. Від різного співвідношення цих та інших умов залежить значення лісонасаджень у попередженні ерозії.

Полезахисні лісові смуги в цілому поліпшують мікроклімат міжсмугових полів, згладжують негативний вплив сухого степового

клімату на врожай сільськогосподарських культур. Лісові смуги захищають ґрунт від вітрової ерозії, а на схилах – від водної (Довідник .., 1988).

Протиерозійну роль захисних лісосмуг досліджено та доведено в роботах М. І. Суса (1949), С. С. Соболєва (1950), В. А. Бодрова (1951), П. С. Захарова (1961, 1970), А. С. Ярмольської (1971), М. І. Долгилевича (1972, 1978), Г. О. Можейка (1974, 2000), І. М. Сазонова (1984) та ін.

Розглянемо особливості впливу лісових культурбіогеоценозів на едафотопи в умовах степової зони. Для цього спочатку визначимося з терміном «едафотоп».

В. М. Сукачов (1964) визначає едафотоп як сукупність ґрунтових факторів екотопу, які знаходяться в тісній взаємодії із зооценозом та мікробоценозом.

О. Л. Бельгард (1971) під едафотопом розуміє місцезростання, яке в своїх межах характеризується однаковими ґрунтовими умовами.

Л. І. Номоконов (1989) називає едафотопом ґрунт та підґрунтові шари гірської породи, включаючи ґрунтові води, на ту глибину, на якій відбувається взаємодія з ними других компонентів біогеоценозу, особливо рослин і ґрунтових тварин та мікроорганізмів, наслідком чого є утворення косної (біогенного походження) єдності.

Н. А. Білова та А. П. Травлєєв (1999) пропонують використовувати термін «едафотоп» у більш широкому трактуванні, оскільки ґрунтознавцям часто доводиться досліджувати не лише природні, але й найрізноманітніші ґрунти геологічного та антропотехногенного походження. Отже, під едафотопом розуміється не лише сформований ґрунт, але й найрізноманітніші субстрати, на яких планується створення лісових культурбіогеоценозів або на яких уже зростає лісова рослинність.

Саме в такому широкому контексті ми й використовуємо термін «едафотоп» у нашій роботі.

Першим ученим, який детально дослідив ґрунти степової зони України, є засновник генетичного ґрунтознавства В. В. Докучаєв. Результати дослідження чорноземів дозволили В. В. Докучаєву (1952) заснувати нову науку – ґрунтознавство.

У 1891 р. майже всю чорноземну зону охопила посуха і, як наслідок, страшний голод. В. В. Докучаєв не залишився байдужим до страждань свого народу. У 1892 р. він на основі всебічного дослідження природи степів розробив новий принцип боротьби з посухою, боротьби науково обґрунтованої і не з наслідками посухи, а з її причинами. У програму з підйому степового землеробства В. В. Докучаєв (1953) включив такі п’ять груп заходів:

1. Регулювання великих та малих рік.

2. Регулювання ярів та балок.

3. Регулювання водного господарства у відкритих степах, на вододільних просторах.

4. Виробіток норм, які визначають відносні площі ораних земель, лугів, лісу та вод.

5. Кінцеве визначення способів обробки ґрунту, найбільш сприятливих для найкращого використання вологи, і більше пристосування сортів культурних рослин до місцевих як ґрунтових, так і кліматичних умов.

Ця робота В. В. Докучаєва, а також роботи П. А. Костичева та В. Р. Вільямса стали основою для розробки та затвердження 20 жовтня 1948 р. Радою Міністрів СРСР та ЦК ВКП(б) постанови «Про план полезахисних лісових насаджень, впровадження травопільних сівозмін, будівництва ставків та водоймищ для забезпечення високих та стійких врожаїв у степових та лісостепових районах європейської частини СРСР».

Планом було намічено створити протягом 15 років, у 1950–1965 рр., систему крупних державних лісових смуг упродовж річок та на вододілах між ними загальною довжиною 5 320 км, з площею лісонасаджень 117,9 тис. га, в основному у Центральній частині Росії. Напрям цих смуг було обрано таким чином, щоб вони слугували перешкодою згубних для врожаю гарячих південно-східних суховіїв, частих у районах Поволжжя, Кубані, Дону. Планом також було передбачено створення системи полезахисних лісових смуг на землях колгоспів та радгоспів загальною площею 5 709 тис. га. Крім того, згідно з цим планом у колгоспах та радгоспах повинні були введені травопільні сівозміни, які забезпечують відновлення родючості ґрунтів, та створено 44 тис. ставків та водоймищ. Однією з основних задач було підвищення врожайності на європейській частині території СРСР, особливо в степових краях та місцях, які підпадають під дію періодичних посух та неврожаїв. В Україні, згідно з цією постановою, планувалося створення захисних лісонасаджень загальною площею 1 273,7 тис. га.

Лісові смуги повинні були попередити вивітрювання та водну ерозію ґрунту. Вони зменшували швидкість вітру; сприяли більш рівномірному розподілу снігу на відкритих просторах; восени та влітку затримували поверхневий стік, переводячи його на глибинний, який поповнює ґрунтові води; покращували водний режим шляхом змін умов стікання талих та дощових вод, випаровування з поверхні полів. У травопільну систему землеробства входило: відведення частини площ сівозмін під багаторічні бобові та злакові трави, які сприяють відновленню родючості ґрунту, широке застосування чорних парів;

застосування органічних та мінеральних добрив; розвиток зрошення на базі використання вод місцевого стоку шляхом будівництва ставків та водоймищ; правильна система обробки ґрунту, доглядання за посівами (Матякин, 1952).

Як відомо, до 1951 р. серед більшості вітчизняних ґрунтознавців панувало положення про обов'язкову деградацію ґрунтів під лісовою рослинністю. Засновником цієї парадигми був С. І. Коржинський (Травлеев, 1972, 1996). Він вважав, що утворення підзолистих ґрунтів під лісовою рослинністю, яке спостерігається в лісовій зоні, має місце й у всіх інших природно-кліматичних зонах. При цьому Коржинський не враховував особливостей клімату, природу та властивості субстату, топографічний характер місцевості, за якими дуже відрізняються різні природні зони. Як зазначає М. Г. Петров (1975), дослідники, що доводили негативний вплив лісової рослинності на ґрунт, наводять зовсім протилежні результати, які свідчать про покращення складу та властивостей чорноземів, що знаходяться під лісовими насадженнями в степу.

С. В. Зонн та В. М. Міна (1951) вперше критично переглянули матеріали, які свідчили про підзолоутворюючу роль лісової рослинності в степу. На основі аналізу результатів власних досліджень автори відкидають широко розповсюджене уявлення про деградацію ґрунтів під лісовою рослинністю і, навпаки, відзначають її позитивний вплив на ґрунти.

П. Г. Адерихін, О. Л. Бельгард, С. В. Зонн, І. А. Крупеніков, А. П. Травлєєв (1983) також відзначають покращуючий вплив лісової рослинності на чорноземні ґрунти. Зокрема, чорнозем звичайний під впливом штучних лісових насаджень суттєво збагачується гумусом. Ґрунти лісових культурбіогеоценозів порівняно з вихідним цілинним степом набувають ряд інших позитивних властивостей: помітно покращується ґрунтова структура та водно-повітряні властивості, зростає водоміцність структурних агрегатів, збільшується кількість гумусу при збереженні гуматного характеру. Домінуючим катіоном колоїдної фракції залишається кальцій, друге місце займає магній, незначна доля належить калію та натрію.

Н. А. Білова та А. П. Травлєєв (1999, с. 17) відзначають, що при характеристиці лісових ґрунтів у степу вживання терміна «деградація» у попередньому його трактуванні недоречне і не сприяє правильному розумінню процесів, які відбуваються внаслідок середовищеперетворюючого впливу лісової рослинності, які не мають нічого спільного з «виродженням», а спрямовані на створення якісно нового, більш продуктивного генетичного типу ґрунтоутворення.

Дослідження співробітників Комплексної експедиції Дніпровського національного університету ім. О. Гончара з дослідження лісів степової

зони, які проводяться вже більше 60 років, підтверджують позитивний вплив лісової рослинності на вихідні ґрунти в степових умовах.

В. П. Байко та А. С. Горбуленко (1949) установили, що під впливом лісосмуг збільшується потужність перегнійного та перехідного горизонтів, знижується глибина закипання, при цьому ці показники під широкими смугами виражені яскравіше. Структура ґрунту під лісосмугами переходить із грудкувато-зернистої в зернисту з високою міцністю, при цьому відзначається, що при збільшенні ширини лісосмуги збільшується вміст водоміцних структурних агрегатів розміром більше 1 мм. Потужність снігового покриву та запас води в ньому на полях, які мають контур із лісосмуг, значно вищі, ніж на полях у відкритому степу. Під широкими лісосмугами потужність снігового покриву та запас води в ньому менші, ніж під вузькою смугою, що пов'язано не тільки з шириною смуги, але й з її конструкцією. У широких смугах ажурної конструкції сніг не накопичується у вигляді кучугурі, як це спостерігається в молодих та вузьких лісосмугах. Вологість ґрунту навесні більша під вузькою лісосмугою, ніж під широкими лісосмугами, але починаючи з літніх місяців її величина зменшується під вузькою смугою. Під лісосмугами порівняно з полем збільшується загальна кількість органічної речовини, а також кількість її водорозчинної форми. При визначенні групового складу гумусу встановлено, що під широкими лісосмугами гумінових кислот більше, ніж у полі і під вузькою смугою. Уміст гумінових кислот під смугами переважає над умістом фульвокислот.

При дослідженні ґрунтів Велико-Анадольського лісу В. Г. Стадниченко (1955) відзначає, що насадження тіньового типу вже у віці більше 30 років дає потужний мертвий покрив лісової підстилки. При переході від насаджень тіньової до насаджень освітленої структури кількість лісової підстилки зменшується. Ця закономірність знаходиться в тісному взаємозв'язку з процесом накопичення гумусу. У тіньовому типі насадження, порівняно з вихідним місцезростанням, кількість гумусу в ґрунті значно збільшується – інколи більше ніж у два рази. Спостерігається також збільшення потужності ґрунтового покриву.

У поглинутому складі ґрунту в насадженнях тіньової структури збільшується кальцій та дещо зменшується магній. При переході від насаджень тіньової структури до освітленої і вихідного місцезростання встановлюється закономірність у зменшенні поглинутого кальцію та незначному збільшенні магнію. Зміна співвідношення між кальцієм та магнієм у бік збільшення магнію сприяє підвищенню ущільнення ґрунту, меншій водоміцності структурних агрегатів і, таким чином, зумовлюється деяка фізична солонцюватість ґрунту.

Під впливом лісу спостерігається зменшення вмісту карбонатів кальцію в ґрунтах на глибині 70–80 см у десять разів, а лінія закипання від соляної кислоти знижується вдвічі і більше порівняно з ґрунтами під паром.

Отже, В. Г. Стадниченко (1955) підкреслює, що насадження тіньової та напівтіньової структур збільшують родючість ґрунтів, самопокращують місце свого зростання та призводять до утворення лісопокращених чорноземів зі збільшеним умістом гумусу та наявністю різної міри вилуговування порівняно з вихідним типом степового ґрунту.

Х. М. Мустафаєв (1957) виявив, що на чорноземах звичайних зі збільшенням віку лісосмуги збільшується вміст водоміцних агрегатів розміром більше 1 мм. Одночасно з цим зростає загальна та некапілярна пористість, підвищується протиерозійна стійкість агрегатів. Внаслідок покращення структурно-агрегатного складу, загальної та некапілярної пористості покращується також водопроникність ґрунту. Позитивний вплив лісосмуги поширюється також на ґрунти міжсмугового простору на 50–70 м чи на відстань, що дорівнює 5–7-кратній висоті лісових насаджень.

Результати досліджень П. П. Похітона (1958) підтверджують положення В. Г. Стадниченка, що позитивний вплив насаджень окремих деревних порід підсилюється з віком та зімкнутістю пологу. Чим раніше змикаються лісові культури, тим швидче вони утворюють лісову підстилку, коренепад та ін. Також дослідник відзначає, що в межах кожного типу лісу позитивний вплив насаджень окремих деревних порід відображається тим чіткіше й більше, чим важчий за механічним складом ґрунт, на якому вони зростають.

Дослідження ґрунтів штучних лісів степової зони України В. Г. Стадниченком (1960) показало, що збільшення відсоткового вмісту гумусу під лісом відбувається більш інтенсивно у звичайному чорноземі; у південному чорноземі інтенсивність його накопичення знижується, у темно-каштанових ґрунтах зменшується ще в більшій мірі. У північних та південних ґрунтах степової зони України під впливом тіньових насаджень збільшується кількість поглинутого кальцію та в значній мірі зменшується кількість магнію та натрію. Насиченість ґрунту кальцієм всебічно покращує ґрунт, спричиняє формування сприятливих лісорослинних умов.

Дослідженнями Д. Ф. Соколова (1962) процесів накопичення та формування складу гумусу лісових ґрунтів у різних фізико-географічних зонах установлено, що вони залежать як від породного складу деревно-чагарникової рослинності та характеру їх змішування, так і від умов розкладання та мінералізації рослинних залишків. З накопиченням гумусових речовин, особливо гуматів кальцію,

покращуються фізичні та фізико-хімічні властивості ґрунтів. Складом гумусу визначається характер та розвиток біологічних процесів та біохімічних реакцій ґрунту.

І. Т. Степанець (1963) відзначає, що 10-річне зростання березових та в'язових насаджень сприяє змінам деяких фізико-хімічних та біологічних властивостей темно-каштанових ґрунтів. Під лісовою рослинністю покращується структурність ґрунту, зростає величина водопроникності, а також пористість верхнього шару ґрунту (0–10 см). Спостерігається збільшення потужності гумусового горизонту в рядах дерев і вміст гумусу в гумусовому та перехідному горизонтах. Обидва насадження сприяють вилуговуванню карбонатів та створенню другого максимуму їх накопичення на глибині щорічного промочування ґрунту. Вплив березових та в'язових насаджень на ґрунти не показує суттєвої різниці між ними.

Отримані О. Ф. Калашниковим (1963) результати підтверджують, що ґрунтоутворення в штучних лісових насадженнях степу має багато спільного з умовами природного лісу, але суттєво відрізняється від останнього. Відсутньою є характерна для підзолоутворення міграція полуторних окислів та мулистих часток, відмічається прогресивне вилуговування карбонатів під впливом насаджень, а також зсув актуальної реакції верхніх горизонтів лісових ґрунтів у кислий бік, тобто відмічається подібність із підзолоутворюючим процесом. Однак формування в чорноземних ґрунтах під впливом лісової рослинності дернового горизонту вказує на розвиток у цих ґрунтах процесу, протилежного підзолоутворюючому.

На думку О. Ф. Калашникова, основними причинами зміни степових ґрунтів під лісовою рослинністю є:

а) зміна водного режиму ґрунту (збільшення глибини промочування, підвищення вологості верхніх горизонтів);

б) особливості рослинного опаду під лісовою рослинністю;

в) деякі зміни та значне збільшення активності мікрофлори, яка супроводжує ґрунтові процеси.

Сприятливий вплив лісової рослинності на чорноземні ґрунти Молдови доводить І. А. Крупеніков (1967). Учений до лісових чорноземів як особливого виду ґрунтів чорноземного типу поряд із ксерофітно-лісовими чорноземами пропонує ввести тип мезофітно-лісових чорноземів.

Дуже значну роботу з дослідження впливу лісових насаджень на ґрунтотвірний процес та родючість степових ґрунтів виконав П. Є. Соловйов (1967). Він наводить дані, що в звичайних чорноземах під лісовими насадженнями значно покращились хімічні властивості. Чим старіші

деревні насадження та ширші полезахисні лісові смуги, тим більшою стала потужність гумусового горизонту, знизилася лінія закипання, збільшився вміст гумусу та поживних речовин, зросла ємність поглинання, відбулося деяке зниження реакції ґрунтового розчину. У ґрунтах під лісом покращились також фізичні властивості, а відповідно повітряний та водний їх режим, що сприяє формуванню більш сприятливих умов для розвитку мікробіологічних процесів та ґрунтової фауни в цілому.

Звичайні чорноземи під лісовими насадженнями у своєму генезисі наближаються до потужних чорноземів. Однак, незважаючи на цю подібність, деревна рослинність накладає на них також деякі ознаки лісових ґрунтів, зокрема:

1. Проникність ґрунтів кореневою системою деревних рослин по всьому профілю з максимальним скупченням на глибині 40–50 см.

2. Велика переритість їх ходами черв'яків на значній глибині із залишками темних копролітів.

3. Наявність затікання органічної речовини крізь ходи коренів та тріщини внаслідок великої її рухомості в умовах підвищеного зволоження.

4. Підвищений уміст SiO_2 та Fe_2O_3 у верхніх горизонтах, які утворилися за рахунок біогенного їх накопичення при розкладанні лісової підстилки.

5. Наявність ґрунтової фауни, характерної для лісових ґрунтів.

П. Є. Соловйов відзначає, що наведені ознаки відрізняють звичайні чорноземи під лісом від потужних чорноземів відкритого степу, незважаючи на деяку їх подібність за морфологічними ознаками та фізичними властивостями. Найголовніший висновок роботи цього дослідника полягає в позитивному впливі лісової рослинності на вихідні степові ґрунти (звичайні та південні чорноземи, темно-каштанові та каштанові ґрунти), внаслідок якого вони в своєму генезисі закономірно еволюціонують на одну ступінь північніше своїх аналогів відкритого степу (Соловьев, 1967).

О. Л. Бельгард (1971) відзначає потужний вплив посадженого в степу лісу на субстрат, що він займає, який під впливом насадження збагачується гумусом та покращує свою структуру.

А. П. Травлєєвим (1972) виявлено сприятливий вплив лісової рослинності на степові ґрунти. Учений зазначає, що формування природних лісів у степу відбувається в результаті екологічної відповідності лісової рослинності умовам місцезростання, а також під впливом сильватизуючої ролі лісового біогеоценозу на висхідні нелісові едафотопи.

Дослідження О. Л. Бельгарда та А. П. Травлєєва (1973) свідчать, що створення лісових насаджень у плакорних умовах степового ландшафту призводить до формування в культурбіогеоценозі особливого кругообігу речовин та енергії, який складається під впливом екологічних факторів пануючого тут степового середовища. Ґрунт як дуже важливий компонент лісового культурбіогеоценозу також відрізняється якісними показниками, що виникають у результаті впливу процесів остепніння та сильватизації. Учені зазначають, що ще зовсім недавно в ґрунтознавстві панував погляд, що чорноземи під лісом деградують, причому цей процес спрямований у бік підзолоутворення. Насправді ж процес зміни чорнозему поєднується з остепнінням, що в результаті сприяє виникненню особливих шляхів генезису ґрунтів під впливом лісових ценозів, посаджених на степових місцезростаннях. Установлено, що чорноземи, які підпадають під вплив складного накладання процесів двох різних за природою біогеоценозів – степового та лісового, покращують свої біологічні та фізико-хімічні властивості і можуть бути віднесені до чорноземів лісопокращених різної міри вилугованості, лесиважу, умісту гумусу та ін. Ознак опідзолювання не встановлено.

Дослідження впливу лісової рослинності на ґрунти Т. М. Келебердою (1973) виявили, що в одних умовах під лісовими насадженнями дійсно відбувається опідзолювання ґрунтів, в інших ґрунтах під лісовими насадженнями відбувається накопичення зольних елементів, органічної речовини, покращуються фізичні властивості. В умовах степу, де панує непромивний тип водного режиму, під впливом лісових насаджень не відбувається опідзолювання ґрунту, але збільшується рухомість органічної речовини, підвищується кислотність ґрунту, зростає рухливість поживних речовин, що й визначає більш інтенсивне їх використання рослинністю при малій кількості вологи і в цілому покращує лісорослинні умови. При цьому тенденція до покращення лісорослинних властивостей степових ґрунтів у різних деревних порід виражена по-різному, і найбільш інтенсивно – у зоні ризосфери.

А. Л. Линдя (1973) виявив деякі специфічні особливості ґрунтотворного процесу під лісовою рослинністю в степу, до яких він відносить: диференціацію ґрунтового профілю на ілювіальний та елювіальний горизонти, які утворюються внаслідок лесиважу; агрономічно цінну мікроструктурність гумусового горизонту; високу водоміцність ґрунтових агрегатів.

Дослідженнями М. Г. Петрова (1975) виявлено, що вплив лісових смуг на ґрунт проявляється через інтенсифікацію біологічного кругообігу зольних елементів. Учений зазначає, проаналізувавши результати своїх досліджень, що лісові смуги сприяють значному збільшенню родючості ґрунтів.

А. П. Травлєєв (1977) наводить характеристику ґрунтів лісових культурбіогеоценозів справжніх степів України, базуючись на всебічному дослідженні ґрунтів під степовою та лісовою рослинністю. Автор відмічає, що взаємовідношення лісової рослинності та ґрунтів у степових умовах є однією з кардинальних проблем в історії науки про ліс взагалі і степового лісознавства особливо. Одні дослідники дотримуються думки, що лісовий тип рослинності в тій чи іншій мірі сприяє опідзолюванню ґрунтів у будь-якій фізико-географічній зоні. Інша частина доходить висновку про провідну роль зонального фактора, що породжує особливі шляхи зміни степових ґрунтів під лісовою рослинністю, яка відчуває на собі вплив специфіки біологічного кругообігу речовин та енергії, характерного для степового середовища. Результати досліджень, наведених у роботі, не підтверджують погляди прихильників деградації. Навпаки, у степових умовах спостерігається позитивний вплив на степові ґрунти.

П. Г. Адерихін та З. С. Богатирьова (1979) виявили, що лісові насадження у Кам'яному степу створюють сприятливі умови для структуроутворення як у ґрунтах під насадженнями, так і в ґрунтах полів, які межують з ними.

Н. Д. Господарська та В. І. Єрусалимський (1980) дослідили позитивний вплив насаджень широких лісосмуг на ґрунт. Цей вплив є результатом щорічного надходження на поверхню ґрунту великої маси органічної речовини у вигляді лісового опаду, який утворює підстилку, розпушування внаслідок дії кореневих систем дерев та чагарників, додаткового зволоження ґрунту за рахунок снігонакопичення та сприятливих умов для розкладу опаду, який накопичується під пологом насаджень.

О. Л. Бельгард та А. П. Травлєєв (1980) процес зміни ґрунтів під впливом лісу називають сильватизацією, під якою розуміють процес, спрямований на зміну вихідних ґрунтів степової зони в бік утворення ознак, що наближають ґрунти до місцевого типу біологічного кругообігу речовин та потоку енергії.

В. М. Кретиніним (1984) досліджено зміни властивостей світло-каштанових ґрунтів під полезахисними лісовими смугами, внаслідок чого в ґрунті збільшився вміст гумусу та біогенних елементів, розширилося співвідношення вуглецю до азоту, виявлено початкові стадії вимивання ґрунтових карбонатів, а також підкислення ґрунтового розчину.

У роботі Є. Д. Ющука (1986) наводяться результати досліджень макро- та мікроморфологічних особливостей едафотопів під лісовими захисними насадженнями в Кривбасі. Виявлено негативний техногенний вплив на ґрунти, який проявляється в закріпленні плазми, зменшенні рухомості гумусу та заліза порівняно з умовно чистою ділянкою.

А. П. Травлєєв та Л. П. Травлєєв (1988) відзначають, що при залісненні плакорного степу у випадку невдалої конструкції насадження сильватизуючий вплив лісової рослинності є незначним, при цьому вихідні ґрунти не можуть вийти у своєму розвитку за межі чорноземів звичайних. У лісосмугах та масивах, які складаються з деревних порід тіньової структури, в результаті більш широких масштабів середовищеперетворюючого впливу під пологом лісової рослинності формуються чорноземи лісопокращені, які характеризуються підвищеним умістом гумусу, покращеною структурою, гуматним типом обміну, зниженням горизонту закипання, появою ознак лесиважу (пересування тонких фракцій за профілем згори донизу без руйнування). Лісова підстилка в результаті розкладання, за участю грибної флори, сприяє рухомості хімічних сполук, збільшенню родючості ґрунтів.

Дослідження Л. О. Карпачевського та А. П. Травлєєва (1991) степових ґрунтів, зайнятих лісом, підтверджують, що процес сильватизації на них призводить до ряду типових для всіх лісових ґрунтів змін: підвищення вмісту гумусу в шарі 0–10 см, зменшення щільності, збільшення водопроникності. Детальні спостереження показали, що зміна водного режиму цих ґрунтів проявляється в більш глибокому промочуванні ґрунтів восени. Також відбуваються зміни рослинного покриву, фізичних та хімічних властивостей ґрунтів, їх екологічних функцій.

Є. Д. Ющук (1991) наводить результати дослідження мікроморфологічних особливостей ґрунтів степових біогеоценозів Кривбасу. На основі мікроморфологічних досліджень, хімічного та фізико-хімічного аналізу ґрунтів виявлено позитивний вплив лісових насаджень на ґрунт та місцезростання.

В. М. Кретинін (1993) відзначає, що властивості ґрунтів степового ряду в пристовбуровій зоні дерев у полезахисних лісосмугах помітно змінюються: збільшується потужність гумусового горизонту, зменшується щільність складення, акумулюється органічна речовина, біофільні елементи, підвищується кислотність, сума обмінних катіонів. З віком найбільш ґрунтопокращуючий вплив здійснюють дерева дуба, в'яза, клена, берези. У пристовбуровій зоні дерев у ґрунтах лісостепу, центрального та сухого степу відношення вмісту гумінових кислот та фульвокислот звужується, у каштанових ґрунтів – розширюється, збільшується вміст першої фракції гумінових кислот. У нових умовах ґрунтоутворення в пристовбурових поясах дерев значно підсилюються ілювіальні та акумулятивні процеси, які визначають більш досконалий ступінь розвитку степових аналогів лісових ґрунтів.

Робота Г. О. Можейка (2000) присвячена особливостям перетворення агроландшафтів в умовах степової зони України на лісо-аграрні. Всебічно

відображається позитивний вплив лісу та лісової рослинності на навколишнє середовище в умовах степу, зокрема на ґрунти.

Позитивний вплив лісових фітоценозів на еволюцію чорноземів також доводить К. Б. Новосад (2001). Він відзначає, що під деревним покривом формуються ґрунти особливого типу, в яких немає ознак опідзолювання, навпаки, лісова рослинність сприяє накопиченню гумусу гуматного типу, поліпшенню фізичних, водно-фізичних, фізико-хімічних властивостей та підвищенню родючості.

Нашими дослідженнями (2007) встановлено позитивний вплив лісових насаджень на фізичні властивості степових ґрунтів, що проявляється в покращенні лісорослинних умов цих ґрунтів і, відповідно, розширює можливості лісорозведення в степу.

Морфологічне дослідження ґрунтотворних процесів під лісовими насадженнями Криворіжжя, виконані Є. Д. Ющуком (2009), виявили фактичні позитивні зміни чорноземів під лісовими насадженнями.

Позитивний вплив лісових насаджень на своє місцезростання, зокрема едафотоп, успішно використовується при лісовій рекультивації порушених земель (Травлеев, 1989; Зверковский, 1995, 2000; Травлєєв, 2005, 2011). При цьому лісові насадження створюються на таких едафотопах, аналогів яких у природі немає (Узбек, 2002) внаслідок їх дуже специфічних властивостей (Узбек, 2002, 2008). І. Х. Узбек та ін. (2010) зазначають, що для заліснення необхідно відводити 10–20 % усіх рекультивованих земель, решта території повинна займатися сільськогосподарськими культурами.

Таким чином, створення в умовах степу лісонасаджень з використанням типології штучних лісів О. Л. Бельгарда, яка є найбільш оптимальною для використання в степу серед усіх інших типологій (Травлеев, 2003; Голубець, 2007; Назаренко, 2011), зумовлює лісову пертиненцію, одним із проявів якої є позитивний вплив на степові ґрунти.

1.2. Пилові бурі як фактор імпульверизації та утворення еолово-ґрунтових відкладів

Великий внесок у розвиток знань про ерозію ґрунтів зробив М. В. Ломоносов (1949), який відзначав діяльність водних потоків, що зумовлюють руйнування та сортування, а також видування землі в місцях, не захищених рослинністю.

У другій половині XVIII ст. та в першій половині XIX ст. трудами багатьох учених та практиків (М. І. Афонін, С. Друковцев, С. Леслі, Н. Н. Шишка, А. Т. Болотов, В. Я. Ломиковский) був розроблений цілий ряд заходів з регулювання та затримки талих та зливневих вод на полях,

запропоновано заходи боротьби з яружною ерозією, закладено основи агролісомеліорації (Кузнецов, 1988).

Важливе значення в пізнанні процесів ерозії належить праці В. В. Докучаєва «Наши степи прежде и теперь» (1953), оскільки в ці роки заходи боротьби з ерозією були невід'ємно пов'язані із заходами боротьби з посухою.

Значний внесок у пізнання процесів ерозії ґрунтів внесли П. А. Костичев (1949) та В. Р. Вільямс (1931, 1949).

Учень та послідовник В. В. Докучаєва Г. М. Висоцький (1962) дослідив закономірності розвитку чорних бур та їх шкідливий вплив на рослинність, особливо ранньою весною, коли озимі культури ще не зімкнулися. Він указав на залежність розподілу продуктів дефляції від форм рельєфу, сили та напрямку вітрів, характеру рослинного покриву. За багаторічну діяльність Г. М. Висоцький (1915–1938 рр.) висвітлив вітрозахисне та снігорозподільне значення лісових смуг та гідрологічний режим степових ґрунтів під лісом та орними ґрунтами, сприятливий вплив лісових порід на врожай культурних рослин (Кузнецов, 1988).

Г. М. Висоцький (1962) є автором терміна «імпульверизація», під яким розуміють привнесення вітром до екосистеми розпилених мінеральних та органічних речовин. Протилежним явищем імпульверизації є експульверизація – винесення вітром з екосистем розпилених мінеральних та органічних речовин.

Зазначені явища тісно пов'язані з проявом вітрової ерозії ґрунтового покриву. Імпульверизація зумовлює акумуляцію продуктів вітрової ерозії, внаслідок чого відбувається привнесення речовин та енергії (гумус та інші органічні речовини, що містяться в ґрунті) до лісового культурбіогеоценозу. Експульверизація пов'язана безпосередньо з процесами дефляції – видування ґрунту, внаслідок чого відбувається втрата лісовим культурбіогеоценозом речовин та енергії.

При нормальному розвитку лісового культурбіогеоценозу процеси імпульверизації та експульверизації в значній мірі компенсуються. При цьому спостерігається певна зумовленість цих процесів з порами року та гідротермічними умовами середовища. Влітку, коли деревостан лісового культурбіогеоценозу щільно вкритий листям і під пологом існує добре розвинутий травостій, який захищає ґрунтовий покрив від дефляції, переважають процеси імпульверизації. Взимку, коли деревостан не має листя й травостій відмирає, у лісовому культурбіогеоценозі переважають процеси експульверизації. При цьому наявна лісова підстилка в певній мірі захищає ґрунтовий покрив від

дефляції, однак при інтенсивних вітрах відбувається видування та втрата спочатку підстилки, а потім – ґрунту.

У випадку значного переважання в лісовому культурбіогеоценозі процесів імпульверизації над процесами експульверизації відбувається поступове накопичення ґрунтового матеріалу, який з часом може поховати під собою фітоценоз, тобто призвести до елімінації всього лісового культурбіогеоценозу.

У протилежному випадку, коли експульверизація переважає над імпульверизацією, спостерігається збіднення ґрунтів лісового культурбіогеоценозу, що шкідливо впливає на його загальний стан. Таким чином, систематична інтенсивна експульверизація може призводити до збіднення та погіршення стану едафотопу лісового культурбіогеоценозу.

С. С. Соболєв (1950) розрізняє два основних види вітрової ерозії ґрунтів: 1) пилові, або чорні, бурі; 2) повсякденна вітрова ерозія.

Пилові бурі виникають при сильному вітрі і є найбільш шкідливим видом вітрової ерозії. Частки ґрунту, що видуваються при пиловій бурі, в основній своїй масі пересуваються біля поверхні землі, найбільш дрібний пил підіймається в повітря, часто утворюючи густу пилову завісу, що закриває сонячне світло. Пересуваючись біля поверхні землі, частки, які б'ються об ґрунт, руйнують його і призводять до руху нові частки. Зі збільшенням кількості дрібнозему у вітровому потоці руйнівна сила бурі підвищується.

Таким чином, інтенсивність пилової бурі залежить не тільки від швидкості вітру, але й від величини площі, на якій вітровий потік насичується пилом. Чим більша незахищена площа, тим більше дрібнозему починає рухатися, тим до більшої шкоди призводить пилова буря (Кальянов, 1976).

Осередками виникнення пилових бур є поля з розрихленим сухим ґрунтом, а також зайняті слабкорозвиненими сільськогосподарськими рослинами. Найбільш сильно підпадають під дію видування підвищені ділянки рельєфу, вітроударні схили і ділянки легких ґрунтів. Вітрова ерозія відбувається і на підвітряних схилах, якщо ці схили пологі, а швидкість вітру значна.

Особливо підпадають під дію видування піщані безструктурні і сильно розпушені глинисті (важкі) ґрунти. Піщані ґрунти відрізняються невеликою зв'язністю і високою водопроникністю, тому вони швидко просихають з поверхні і починають руйнуватися і розвіюватися вітром. Глинисті ґрунти, у яких поверхневий шар часто знаходиться в розпиленому стані, дуже погано пропускають вологу. На таких ґрунтах майже вся волога опадів витрачається на випаровування і стік, тому

недостатньо зволожений і розпилений поверхневий шар легко піддається видуванню (Можейко, 2000).

Дефляційно небезпечною є фракція ґрунту, діаметр якої є менше 0,25 мм (Конке, 1962; Діденко, 2006).

П. С. Захаров (1965) під пиловою бурею пропонує розуміти явище, яке спостерігається більшою частиною в посушливих областях, при якому сильним вітром руйнується та видувається поверхневий сухий шар ґрунту.

Пилові бурі поширені в степових районах, у зоні пустелі і напівпустелі, а в посушливі роки – у зоні лісостепу.

Виникненню пилових бур сприяє ряд факторів і передусім розорювання великих відкритих площ, наявність сильних вітрів (зі швидкістю 15 м/с) і посушливість клімату.

Систематична оранка великих відкритих площ у ряді випадків без урахування елементарних правил з попередження дефляції ґрунту призводить до руйнування і розпилення його. Такий ґрунт легко є надбанням вітру, особливо якщо він досягає значної сили (Захаров, 1961).

Пилові бурі в степових регіонах України спостерігалися у 1837, 1848, 1871, 1886, 1892, 1928, 1969 рр. (Вербин, 1948; Сус, 1949; Высоцкий, 1962; Орловский, 1968; Захаров, 1970; Рижиков, 1971).

У 2007 р. спостерігалася перша пилова буря за останні 38 років, яка охопила 50 % території степової зони України (Зубець, 2008; Травлеев, 2008).

Існує декілька класифікацій пилових бур, які враховують різні особливості прояву цього процесу.

М. М. Жуков пропонує розрізняти такі пилові бурі: а) чорні бурі, під час яких підіймається в повітря та переноситься дрібнозем, що видувається з чорноземних ґрунтів, зазвичай бувають навесні (березень, квітень); б) білі бурі, або сольові, під час яких з поверхні солончаків підіймається білий пил, що являє собою кришталики гіпсу, кухонної солі, соди, глауберової солі та дрібнозем; в) бурі, або жовті, бурі, виникають в областях жовто-бурих суглинків та супіщаних порід; г) червоні бурі – це пил, який переноситься в Європу з Африки; д) перенесення та піднімання в повітря піщаного матеріалу під час самумів у пустелях (Долгилевич, 1981).

Наведена класифікація пилових бур ураховує зовнішні, кольорові ознаки пилу, що переноситься вітром, який генетично пов’язаний із ґрунтом або породою, що видувається.

Г. Г. Шенберг запропонував класифікувати пил, що переноситься вітром, за місцем його утворення. Пил, що утворюється на місці, він назвав ентопічним, а принесений здалеку – екзотичним. Обидва види

відрізняються головним чином за гранулометричним складом (Долгилевич, 1978).

Класифікацію Г. Г. Шенберга дещо розвинув І. М. Островський (1963). Він поділив не пил, а пилові бурі на три типи – місцеві, транзитні та змішані. Місцевими І. М. Островський називає ті бурі, які характеризуються виносом пилуватих часток місцевого субстрату, піднятого в нижні шари атмосфери. Пилуваті частки, підняті в атмосферу за межами району метеостанції, яка відмічає пилову бурю, відносяться до транзитних. Змішані пилові бурі утворюються в результаті об'єднання транзитного потоку пилуватих часток з місцевими.

В агрометеорології пилові бурі класифікуються за ступенем інтенсивності, в основу оцінки якої покладено переважно видимість: для слабких пилових бур характерна видимість до 10 км, середніх – від 1 до 2 км, сильних – менше 1 км (Долгилевич, 1978).

Повсякденна вітрова ерозія спостерігається зазвичай на пісках, на карбонатних ґрунтах та проходить без помітного формування пилових бур. У теплий період року, як правило, на чистих парах навіть при слабких вітрах, які характеризуються конвективним перемішуванням шарів повітря, виникають віхри, які швидко переміщаються полем. На підвищених елементах рельєфу спостерігається легке «димлення». Ґрунтові частки при цьому далеко не переносяться та відкладаються в осередках ерозії (Долгилевич, 1981).

Одним з найменш досліджених наслідків пилових бур є надходження ґрунтового еолового матеріалу до лісових культурбіогеоценозів (імпульверизація, за Г. М. Висоцьким), який формує потужні, висотою до 1,5–2 м, відклади. У результаті цього відбувається поховання ґрунтів.

С. П. Позняк (2010) під похованням ґрунту розуміє процес засипання ґрунту принесеним звідкілясь матеріалом до такої міри, що в ґрунті припиняється ґрунтотвірний процес і він перетворюється у фосилізоване геологічне тіло. Нове ж ґрунтоутворення починається вже з поверхні принесеного матеріалу, яким перекрито похований ґрунт. Цей похований ґрунт трансформується в релікт.

Під еолово-ґрунтовим матеріалом ми розуміємо частки ґрунту, які внаслідок видування вітром знаходилися в атмосферному повітрі (пересування стрибками та в підвішеному стані) до відкладання на денній поверхні. Окрім еолово-ґрунтового матеріалу в атмосфері постійно присутні різноманітні речовини, які надходять з природних (пил рослинного, вулканічного та космічного походження, крапельно-

рідка вода, частки морської солі та ін.) та антропогенних (транспорт, підприємства різних галузей виробництва та ін.) джерел (Детри, 1973).

Ще одним джерелом еолово-ґрунтового матеріалу в лісових культурбіогеоценозах, окрім безпосереднього відкладання ґрунту під час вітрової ерозії, є його надходження з листових пластинок дерев при їх коливанні, здуванні вітром, змиванні опадами, а також з листовим опадом. Г. М. Ількун (1978) наводить кількісні дані щодо інтенсивності відкладання пилу залежно від видового складу дерев: на відкритій ділянці осіло 1,4 г/м^2 пилуватих часток, на листках тополі чорної – 1,41 г/м^2, тополі білої – 12,8, верби білої – 8,5, клена ясенелистого – 8,3 г/м^2. Сумарна кількість пилуватих часток, які осідають на деревні рослини, на площі 1 га поблизу цементного заводу становить у лісостеповій зоні 20 т. Ця величина практично може бути збільшена до 60–80 т за наявності більш потужних джерел, які викидають пилоподібні частки. З наведених даних видно, що надходження еолово-ґрунтового матеріалу з листовим опадом досягає значних величин.

Проблемам вітрової ерозії та захисту ґрунтів від неї значну увагу приділяють учені інших країн.

P. Jönsson (1994) наводить результати досліджень сортування ґрунтових часток під дією вітру. Показано, що видування ґрунту у великій мірі впливає на зменшення вмісту мулистої фракції, у той час як уміст інших фракцій майже не змінюється.

W. D. Scott (1994, 1995) на прикладі моделі досліджує вплив вітрової ерозії на деякі особливості та складові ґрунту, зокрема враховуються розмір, питома маса та форма ґрунтових часток.

J. Kort та ін. (1998) відзначають, що багаторічні трав'янисті рослини скорочують поверхневий стік води, позитивно впливають на ґрунтові процеси за рахунок збільшення вмісту органічних речовин у ґрунті, покращення структури та збільшення вмісту поживних речовин. Полезахисні лісонасадження зменшують вітрову ерозію, покращують органічну речовину та структуру ґрунту.

T. M. Zobeck та ін. (2000) пропонують доповнювати польові дослідження наслідків вітрової ерозії ґрунтів установленням масштабів прояву дефляції з використанням географічних інформаційних систем.

D. Goossens та J. Gross (2002) досліджували вплив вітрової ерозії на супіщані ґрунти в умовах північного заходу Німеччини. Результати досліджень показали, що внаслідок дефляції втрати ґрунту вимірюються декількома тонами з гектара, що свідчить про переважання в цих умовах процесів вітрової ерозії порівняно з водною.

M. Riksen та ін. (2003) аналізують стан ґрунтозахисної політики в Європі. Відмічається необхідність у плановому створенні системи

полезахисних лісонасаджень як найбільш ефективного заходу боротьби з проявами вітрової ерозії ґрунтів.

D. J. Eldridge та J. F. Leys (2003) досліджували взаємозалежність вітрової ерозії ґрунту з його покривом та агрегатним станом із використанням портативної аеродинамічної труби.

S. M. Vissera та ін. (2005) визначили втрату поживних речовин внаслідок вітрової ерозії ґрунтів. Показано, що при видуванні відбувається втрата значної кількості поживних речовин, які потім надходять у ґрунт, на якому утворюються відклади еолового матеріалу.

H.-L. Zhao та ін. (2006) відмічають, що внаслідок вітрової ерозії відбувається значне видування глинистих часток, зменшення вмісту органічної речовини, фосфору та азоту. Також спостерігаються зміни pH та температури ґрунту.

M. C. Reheis (2006) наводить результати 16-річних досліджень накопичення пилу, що дозволило виявити розміри внеску еолового пилу у ґрунти, а також установити основні фактори, від яких залежить інтенсивність дефляції.

J. Boardman (2006) розглядає методологічні основи дослідження дефляції ґрунтового покриву. Підкреслюється необхідність визначення масштабів та наслідків вітрової ерозії в районах, де вона має місце.

J. E. Stout (2007) наводить результати експериментальних досліджень особливостей впливу вітрової ерозії, зокрема швидкості вітру, на ґрунти з різними поверхнями.

G. McTainsh та C. Strong (2007) розглядають роль еолового пилу в екосистемах, зокрема як переносник патогенних мікроорганізмів, а також вплив привнесеного пилу на морські екосистеми.

M. Riksen та ін. (2008) наводять принципи управління територіями, що підпадають під вплив вітрової ерозії, для створення еолових форм рельєфу, які забезпечують нормальну для цих умов сукцесійну динаміку.

J. Jiao (2009) розглядає вплив наслідків вітрової ерозії на розвиток рослинних угруповань на різних стадіях розвитку, починаючи з насіння.

M. A. Nearing та ін. (2017) зазначають провідну роль прискореної ерозії в деградації глобального ґрунтового ресурсу планети. При цьому сучасні темпи деградації ґрунтів залишаються вищими, ніж темпи ґрунтоутворення.

Наведений стислий огляд іноземної літератури з проблеми вітрової ерозії ґрунтів свідчить про увагу до цього явища дослідників та вчених усього світу.

2. ОБ'ЄКТИ, МЕТОДОЛОГІЯ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕНЬ

2.1. Природні умови південного сходу України

Степова зона України простягається на південь від лісостепу до Азово-Чорноморського узбережжя і Кримського передгір'я на відстань від 300 до 500 км. Із заходу на схід степові ландшафти поширені від західних кордонів до відрогів Середньоруської височини на відстані більше 1 000 км. Загальна площа степової зони становить понад 240 тис. км^2 – майже 40 % території України. В її межах знаходяться південні частини Харківської і Кіровоградської областей, Донецька, Луганська, Дніпропетровська, Запорізька, Херсонська, Миколаївська, Одеська області, рівнинна частина Автономної Республіки Крим (Маринич, 2005).

Кліматичні умови. Клімат степової зони України Г. М. Висоцький (1962) характеризує як континентальний, посушливий (випаровування значно перевищує річну кількість опадів: коефіцієнт зволоження 0,6 на півночі та 0,3–0,5 на півдні). Більша частина опадів випадає в травні – червні і вересні – жовтні. Близько 20 % опадів випадає у вигляді снігу (Грицан, 2000).

Степова зона знаходиться поза помітного впливу систем вітрів азорського максимуму та ісландського мінімуму. Тут домінуючу роль відіграють континентальні повітряні маси, які проникають зі Східного Сибіру та Центральної Азії під впливом зони високого тиску – сибірського максимуму. У зв'язку з цим досліджувана територія знаходиться під активним впливом сухих східних вітрів, що й визначає найбільш характерні риси клімату – його континентальність та сухість (Белова, 1999).

Середні температури січня коливаються від –7 ºС на північному сході степової зони до –2 ºС на північному заході. Для зими характерні сильні відлиги, після яких нерідко відбувається різке похолодання.

Літній період у степу характеризується високими температурами без значних змін за територією. У липні середня місячна температура становить 21–30 ºС. Максимальні температури коливаються в межах 38–41 ºС (Половина, 1998).

Річні суми опадів зменшуються з півночі на південь. У південних районах зони вони становлять 250–300 мм. Кількість днів з опадами також зменшується з півночі на південь – від 125 до 70.

У межах України степ – район з найменшою відносною вологістю повітря, тому на цій території часто виникають посухи, суховії та пилові бурі (Климат .., 1967).

Геоморфологія та геологія. Територія степової зони України знаходиться в зоні розповсюдження Української кристалічної плити, якій відповідає Дніпровсько-Днестрянська терасова рівнина, правобережне Придніпровське плато, Запорізька внутрішня рівнина та Азовське плато, Донецький кряж та його підземне продовження – Лівобережне плато та частково Дніпровська терасова долина (Маринич, 2005).

Височини та пониження з відносними позначками від 0 до 100 м виникли в результаті епейрогенічних процесів, які відбуваються до цього часу.

Значна висота окремих ділянок території справжніх степів України обумовлена існуванням вододілів, які розмежовують басейн притоків Дніпра (Соболев, 1937).

В утворенні мезорельєфу велику роль відіграють ерозійні процеси, внаслідок яких утворюється складна сітка ярів та балок. Великого розміру ці явища досягають у районі Придніпровського плато, порожистої частини Дніпра та Правобережного Присамар'я. Глибина ерозії в цих умовах характеризується максимальними величинами (100–125 м). На південь спостерігається зменшення глибини ерозії та розрідження яружно-балкової системи (Соболев, 1948). На зміну ерозійним ландшафтам північних районів приходять поди та блюдця, які є характерними для підзони каштанових ґрунтів півдня України.

Балки південного сходу за віком А. Н. Семенюта (1948) ділить на сучасні та давні. До сучасних відносяться ті, які нещодавно утворилися із ярів. Формування давніх балок пов'язане з риською або вюрмською епохою. Ці балки відрізняються значною глибиною та наявністю терас, які свідчать про переривання циклів розмиву. У створенні мезорельєфу других терас часто відіграють вирішальну роль еолові процеси, які сприяють утворенню барханно-дюнних ландшафтів.

Ґрунтотвірні породи степу України головним чином відносяться до четвертинних відкладів. Широко розповсюджені леси, які займають не лише плакори, але й схили балок, крутих берегів річкових систем та давні тераси річних долин (Соболев, 1948).

Гранулометричний склад лесів не залишається постійним. Спостерігається його полегшення у напрямі до ріки Дніпро. Якщо на плакорі панують важкосуглинисті леси, то з наближенням до Дніпра вони поступово переходять у легкосуглинисті.

У балках та байраках зустрічаються лесоподібні суглинки, третинні глини та піски. У долинах річок часто переважають піщані сучасно-алювіальні, супіщані та глинисто-піщані відклади. Інші тераси характеризуються наявністю давньоалювіальних пісків та супіщаних відкладів (Белова, 1999).

Рослинний та тваринний світ. До степів, як типу рослинності, відносяться рослинні угруповання з домінуванням багаторічних мікротермних ксерофільних дернинних трав, у більшості випадків дернинних злаків із родів *Stipa*, *Koeleria*, *Agropyron*, *Cleistogenes*, *Helictotrichon* (Лавренко, 1980).

Є. М. Лавренко (1940) справжні степи поділяє на дернинно-злакові багаторізнотравні та дернинно-злакові біднорізнотравні. Межа, яка поділяє ці підтипи, проходить по лінії Кривий Ріг – Запоріжжя – Бердянськ.

Дернинно-злакові багаторізнотравні степи формуються в межах зони звичайних чорноземів та характеризуються домінуванням вузьколистих щільнодернинних злаків, таких як ковила Лессінга (*Stipa Lessingiana* Nrin. Et Rupr.), ковила тирса (*Stipa capillata* L.), костриця валіська (*Festuca valesiaca* Gaud.), кипець гребінчастий (*Koeleria gracilis* Pers.), а також значною домішкою дводольних, серед яких переважають люцерна Котова (*Medicago kotovii* Wissjul.), підмаренник руський (*Galium ruthenicum* Willd.), серпій приквітковий (*Serratula bracteifolia* Stank.), гадючник звичайний (*Filipendula hexapetala* G.), конюшина альпійська (*Trifolium alpestre* L.) та ін. (Бельгард, 1950, 1971; Горейко, 2000; Тарасов, 2005).

Дернинно-злакові біднорізнотравні степи розміщені в зоні південних чорноземів та темно-каштанових ґрунтів. У цих умовах домінують вузьколисті щільнодернинні злаки з бідним ксерофітним різнотрав'ям з таких характерних видів, як деревій благородний (*Achillea nobilis* L.), пижмо деревієлисте (*Tanacetum achilleifolium* Bieb.), кринітарія волохата (*Crinitaria villosa* (L.) Grossh.) та ін. (Лавренко, 1980).

У зв'язку з помітним розрідженням рослинного покриву у весняний час формується синузія ефемерів та ефемероїдів таких видів, як веснянка весняна (*Erophila verna* (L.) Bess.), бурачок Котова (*Alyssum calycinum* L.), тюльпан Шренка (*Tulipa schrenkii* Rgel.), зірочки цибулиноносні (*Gagea bulbifera* (Pall.) Saliab) та ін. (Бельгард, 1971).

Поруч зі степовим зональним типом рослинності, розповсюдженої на плакорі, геоморфологічні особливості сприяють суттєвим змінам кліматичних та ґрунтових умов, що зумовлює формування інтразональної та екстразональної типів рослинності (Белова, 1999).

Внаслідок сільськогосподарської діяльності людини тваринний світ степів зазнав значних змін. До конкретної реконструкції різних природних екосистем фауна хребетних у степовому Придніпров'ї була представлена 314 видами. У наш час зник 21 вид, стали рідкісними і зникаючими 121 вид. У той же час за рахунок інтродукції та акліматизації фауна збагатилася 20 новими видами (Булахов, 1991).

Степовий комплекс хребетних представлений слабо. З хижаків тут зустрічаються вовки, лисиці, тхори, куниці лісові (Рева, 2001). З комахоїдних у лісових заростях живе бурозубка звичайна, всюди зустрічається їжак звичайний, у басейні Самари – кутора звичайна. Досить поширені рукокрилі (летючі миші): вухань звичайний, вечірниця мала і руда та ін. (Пахомов, 1998; Рева, 2001).

Найбільш численними є гризуни: ховрах крапчастий (на правобережжі Дніпра) і ховрах сірий (на лівобережжі), різні миші, хом'як, тушканчик великий, пацюк сірий, кріт, сліпак, заєць-русак (Булахов, 1991; Пахомов, 1998).

Наявність значної кількості гризунів зумовлює і велику кількість хижих птахів: лунів степових і болотяних, боривітрів, кібчиків, яструбів та ін. З найхарактерніших степових птахів слід назвати насамперед дрохву, журавля, жайворонка, перепела, куріпку сіру. Проте їх залишилось мало (Стаховский, 1960).

У плавнях Дніпра, озерах і блюдцях Дніпровсько-Самарської низовини та в заростях річок і ставів водяться дикі качки, кулики, курочки водяні, чаплі. Полезахисні лісові смуги багаті на горлиць (диких голубів). У заростях терну і в садах живуть солов'ї. Грак, ворона сіра, ластівка, горобець – звичайні жителі Дніпропетровщини (Булахов, 1991).

Плазуни представлені гадюкою степовою, полозом жовтобрюхим і вужем. Є зелена і сіра ящірка. З амфібій слід назвати жабу зелену, землянку, жабу озерну. У ріках і озерах водиться значна кількість риби: лящ, сом, щука, судак тощо (Лапко, 1967).

Пануючою групою ґрунтових безхребетних є родина *Lumbricidae*. Загальний обсяг ентомофауни – 973 види. Щільність особин із урахуванням дрібних форм становить у калдані 24 645, на відкритих ділянках – 18, у травостої – 581 ос/м^2 (Барсов, 1991).

Ґрунти. На території степової зони України найбільш розповсюджені чорноземи та темно-каштанові ґрунти.

Чорноземи звичайні формуються під дією своєрідних умов ґрунтоутворення в степовій зоні, які визначаються непромивним типом зволоження, материнською породою, що складається переважно з лесів і лесових суглинків, які містять до 20 % $CaCO_3$, помірно-континентальним кліматом, насиченістю поглинаючого комплексу, наявністю степової трав'янистої рослинності, що поставляє в ґрунт велику кількість органічних речовин, збалансованістю процесів мінералізації і конденсації органічних речовин, що сприяє накопиченню в ґрунтах гумусу (Зонн, 1951; Бельгард, 1971; Стадниченко, 1960; Травлеев, 1979; Новосад, 2001).

Процеси ґрунтоутворення в лісових біогеоценозах степової зони відбуваються переважно за семіаридним (напівпосушливим) типом. Тут

яскраво проявляється гуматний характер обміну (Зонн, 2001). Як показали дослідження, фітогенне і зоогенне структуроутворення в лісі не поступається таким самим процесам, що мають місце в степу. У байрачних лісах у результаті формується так званий зоогенний копролітовий горизонт (Белова, 1997). Мікроморфологічні, фізико-хімічні дослідження лісових ґрунтів розкривають природу диференціації ґрунтового профілю на елювіальний та ілювіальний горизонти. Як правило, її головною причиною є не наслідки руйнування феро-алюмо-силікатних ядер під впливом водню, а лесиваж, транспортування тонких часток зверху вниз без руйнування під дією гравітаційних сил і вібраційних ефектів, що виникають у лісовому масиві (Белова, 1999; Нецветов, 2009а, 2009б).

Внаслідок дії цих своєрідних факторів ґрунтоутворення та специфічних ґрунтотвірних процесів у степовій зоні під штучними лісовими насадженнями формуються чорноземи лісопокращені (Стадниченко, 1955), під природними байрачними лісами – чорноземи лісові (Травлеев, 1972, Белова, 1999), які відрізняються від чорноземів звичайних, що формуються під степовою рослинністю, покращеними якісними властивостями та особливостями (Бельгард, 1981; Адерихин, 1983; Белова, 1997).

Приазовські чорноземи були відокремлені академіком Л. І. Прасоловим (1978) від чорноземів звичайних при дослідженні степів Дону. Цей ґрунт представлений у класифікації ґрунтів як чорнозем вторинно-карбонатний (приазовський) середньопотужний (Соболев, 1939, с. 29). Приазовські чорноземи розташовані в південно-східній частині Приазовської височинної області (Маринич, 2005).

Приазовські чорноземи відрізняються дуже розвинутим перегнійним горизонтом, потужність якого досягає 1,5–1,8 м та більше. Уміст перегною порівняно невеликий – 4–6 %. Внаслідок незначної кількості перегною дані підтипи чорноземів мають бурий або темно-сірий колір (Мириманян, 1965). Закипання вуглекислого вапна спостерігається з самої поверхні ґрунту або на незначній глибині. Мають добре виражену крупнозернисту структуру, реакція ґрунтового розчину слабколужна (Гаркуша, 1962). Приазовські чорноземи містять велику кількість $CaCO_3$ вже з самої поверхні, при цьому переважають форми виділення цієї солі у вигляді псевдоміцелію, тобто свіжі, молоді новоутворення (Герасимов, 1960).

Л. І. Прасолов (1978) зазначає, що, можливо, приазовські чорноземи являють собою почасти подібність чорноземів північної межі степової зони (тобто типу тучних), у той же час відрізняються від них більшим висиханням у період літньої спеки, тому тут і відбувається підняття карбонатів до поверхні, чого в тучних чорноземів не

спостерігається. Порівняно з чорноземами типу південних та з каштановими ґрунтами режим приазовських чорноземів, внаслідок їхнього більшого зволоження, відрізняється, очевидно, більшою рухомістю в них розчинів солей, являючи собою, таким чином, деяку подібність режиму солонцюватих луків.

Темно-каштанові ґрунти мають велику глибину гумусового забарвлення (40–45 см), містять значну кількість гумусу (4–6 %), сольовий горизонт у них лежить глибоко (глибше 150 см), а інколи й зовсім відсутній. Гіпс виявляється не завжди. Щодо своєї родючості вони близькі до південних чорноземів і врожаї на них лімітуються лише нестачею опадів, тому й заходи щодо їх поліпшення такі самі, як і для чорноземів. Велике значення має полезахисне лісорозведення, особливо як засіб боротьби з чорними бурями і суховіями (Гаркуша, 1962; Вернандер, 1965).

Каштанові ґрунти поділяються на темно-каштанові та каштанові. Темно-каштанові ґрунти характерні для сухостепових ландшафтів півдня Причорноморської низовини і півночі степового Криму. Каштанові ґрунти розвинулися вузькою смугою на півдні Причорноморської низовини і в Присивашші (Маринич, 2005).

2.2. Об'єкти досліджень

Об'єктами досліджень є едафотопи, які сформувалися під лісовими культурбіогеоценозами в умовах степової зони України, з наявними еолово-ґрунтовими відкладами (далі – ЕҐВ) різного віку та різної потужності.

Дослідження впливу ЕҐВ на едафотопи лісових культурбіогеоценозів виконували на території поширення чорноземів звичайних (Присамар'я, Новомосковський р-н, Дніпропетровська обл.), чорноземів приазовських (Приазов'я, Мангушський р-н, Донецька обл.; Бердянський р-н, Запорізька обл.) та темно-каштанових ґрунтів (Асканія-Нова, Чаплинський р-н, Херсонська обл.).

Особливості географічного розміщення об'єктів дослідження наведено на рис. 2.2.1.

ЕҐВ та чорноземи звичайні лісових культурбіогеоценозів досліджували на прикладі трьох пробних площ із ґрунтовими розрізами: 203–С (східний бік лісосмуги, ЕҐВ потужністю 90 см), 203–Ц (центральна частина лісосмуги, ЕҐВ потужністю 47 см) та 203–З (західний бік лісосмуги, ЕҐВ потужністю 13 см). Поряд з лісовими культурбіогеоценозами на відстані 50 м на захід для контролю закладено пробну площу 202 із ґрунтовим розрізом.

ЕҐВ та чорноземи приазовські лісових культурбіогеоценозів досліджувалися на прикладі двох пробних площ із ґрунтовими розрізами:

ЧП–В1 (центральна частина лісового культурбіогеоценозу, ЕҐВ потужністю 15 см) та ЧП–В2 (центральна частина лісового культурбіогеоценозу, ЕҐВ потужністю 20 см). Поряд з лісовими культурбіогеоценозами на відстані 50 м на захід для контролю закладено пробні площі ЧП–В1к та ЧП–В2к із ґрунтовими розрізами.

Рис. 2.2.1. Географічне розташування об'єктів дослідження:
1 – чорноземи звичайні (Дніпропетровська обл.);
2 – чорноземи приазовські (Запорізька та Донецька обл.);
3 – темно-каштанові ґрунти (Херсонська обл.)

ЕҐВ та темно-каштанові ґрунти лісових культурбіогеоценозів досліджувалися протягом трьох років на прикладі трьох пробних площ із ґрунтовими розрізами: АН–07 (центральна частина лісового культурбіогеоценозу, однорічні ЕҐВ потужністю 30 см), АН–08 (центральна частина лісового культурбіогеоценозу, дворічні ЕҐВ потужністю 28 см) та АН–09 (центральна частина лісового культурбіогеоценозу, трирічні ЕҐВ потужністю 8 см). Поряд з лісовими

культурбіогеоценозами на відстані 50 м на захід для контролю закладено пробну площу АН–09к із ґрунтовим розрізом.

2.3. Методологія та методи досліджень

В основу методологічних підходів, які застосовували при дослідженні екологічної ролі ЕҐВ у формуванні едафотопів лісових культурбіогеоценозів степової зони України, покладено вчення В. М. Сукачова (1964) про біогеоценоз; вчення С. В. Зонна (1964) про ґрунт як компонентне тіло біогеоценозу; типологічні принципи, розроблені О. Л. Бельгардом (1950, 1960, 1971) для лісів степової зони.

Польові дослідження проводили відповідно до загальноприйнятих біогеоценотичних польових методів дослідження (Программа .., 1974).

Фізичні властивості досліджували в лабораторії фізики ґрунтів Науково-дослідного інституту біології та кафедри геоботаніки, ґрунтознавства та екології ДНУ ім. О. Гончара. Гранулометричний склад досліджували ареометричним методом (Вадюнина, 1986), щільність – методом парафінування, щільність твердої фази – пікнометрично, загальну пористість – розрахунково (Качинский, 1965).

Із фізико-механічних властивостей досліджували липкість із використанням приладу KPGi-2295, зв'язність – приладу ZE-400 (Олег, 1997), опірність до здавлювання – приладу PPGi-2292 (Горбань, 2007б).

Польову вологу визначали ваговим методом (Качинский, 1970). Максимальну гігроскопічну вологість визначали шляхом максимального насичення з використанням 10%-ного розчину H_2SO_4 (Вадюнина, 1986), вологість в'янення – розрахунково (Качинский, 1970), польову вологоємність, водопроникність та водопідйомну здатність – методом трубок, діапазон активної вологи – розрахунково (Вадюнина, 1986).

Температуропровідність, теплоємність та теплопровідність визначали методом імпульсного нагрівання з використанням спеціально розробленої установки та програмного забезпечення (Горбань, 2007а).

Суть методу імпульсного нагрівання полягає в спостереженні за температурою в декількох точках середовища після надання йому локального теплового імпульсу. У найпростішому випадку реєструють часовий хід температури в точці, розташованій на певній відстані від плоского імпульсного нагрівача, і визначають час досягнення максимальної температури. Використання розробленої В. А. Горбанем та А. А. Горбанем (2007) установки та програмного забезпечення базується на теоретичних положеннях методики дослідження теплофізичних властивостей ґрунту методом імпульсного нагрівання,

розроблених С. В. Нерпіним та О. Ф. Чудновським (1967) і доповнених Ю. О. Созіним (1990).

Хімічні та фізико-хімічні властивості досліджували в лабораторії хімії ґрунтів Науково-дослідного інституту біології та кафедри геоботаніки, ґрунтознавства та екології ДНУ ім. О. Гончара. Дослідження загального вмісту гумусу виконували за методом І. В. Тюріна (Аринушкина, 1970), групового складу гумусу – за М. М. Кононовою та Н. П. Бельчиковою (Орлов, 1981). Ємність поглинання, склад обмінних катіонів (Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+} та Na^{+}), гідролітичну кислотність, насиченість основами та водорозчинні форми хімічних елементів (HCO_3^{-}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^{+} та Na^{+}) визначали за загальноприйнятими методиками (Аринушкина, 1970).

Мікроморфологічні дослідження виконувалися в лабораторії мікроморфології ґрунтів Науково-дослідного інституту біології та кафедри геоботаніки, ґрунтознавства та екології ДНУ ім. О. Гончара. Виготовлення шліфів виконувалося за загальноприйнятим методом, розробленим Е. Ф. Мочаловою (1956). Розшифрування мікроморфологічної організації ґрунтових монолітів проводили під керівництвом професора Н. А. Білової за методикою О. І. Парфьонової та К. А. Ярилової (1977).

Особливості мінералогічного складу досліджували за допомогою рентгеноструктурного аналізу. Дифрактограми було отримано на рентгенівському дифрактометрі ДРОН–2 у монохроматичному $Cu–K_{\alpha}$ випромінюванні. Розшифрування фазового складу виконували шляхом порівняння експериментальних міжплощинних відстаней та відносних інтенсивностей з картотекою Yoint committee on powdev diffraction standards. A Pennsylvania Non-profit Corporation 1601 Park Lane. Swarthomore, Pa. 19081. 1998. Додатково використовували довідники М. І. Горбунова та ін. (1952) та «Рентгенометрический определитель минералов» (1965).

Дослідження природної радіоактивності проводили в лабораторії радіоекології та біоенергетики Науково-дослідного інституту біології та кафедри геоботаніки, ґрунтознавства та екології ДНУ ім. О. Гончара. Природну радіоактивність досліджували з використанням приладу УМФ-1500, для цього визначали радіоактивність золи та коефіцієнт озолення (Гродзинский, 1965).

Отримані результати досліджень оброблялися статистично за допомогою програми Microsoft Excel та загальноприйнятих методів математичної статистики та біометрії (Дмитриев, 1972; Лакин, 1990).

3. ЕКОЛОГІЧНА ЗУМОВЛЕНІСТЬ ОСОБЛИВОСТЕЙ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ У ЛІСОВИХ ЗАХИСНИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗАХ СТЕПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ

3.1. Пилові бурі та закономірності розподілу еолово-ґрунтового матеріалу в умовах степової зони України

Д. П. Рижиков (1971) зазначає, що пилові бурі в Україні є періодичним явищем, у той час як вітрова ерозія менших розмірів у степовій зоні повторюється щороку. Це стосується районів Приазовської височини і Приазовської рівнини (Запорізька і Донецька області), північно-східної частини Донецької і Луганської областей, а також території в районі Херсон – Каховка.

Вітрову ерозію не можна віднести до епізодичних явищ уже тому, що вона визначається рухом повітря, загальною планетарною циркуляцією атмосфери, яка створюється внаслідок нерівномірного нагрівання повітряного простору, що, у свою чергу, обумовлюється різними кутами нахилу сонячних променів, а також різноманіттям поверхні землі.

Головним фактором створення повітряних течій, їх спрямування на європейську частину континенту, і зокрема на Україну, є арктичний басейн – це величезне джерело охолодженого повітря, який порушує загальний стан атмосфери. Звідси охолоджена повітряна маса рухається не безсистемно, а в певному напрямі, переважно з півночі на південь. При досягненні певної швидкості і при відповідному стані поверхні ґрунту цей рух і викликає вітрову ерозію.

Явища вітрової ерозії в степовій зоні України обумовлюються також географічним положенням і геологічним минулим цієї території, яка знаходиться на ідеально рівнинному рельєфі, цілком відкритому для вітрів. Крім того, умови для виникнення і розвитку цих процесів створюються внаслідок близькості Азовського та Чорного морів, де переважає знижений тиск повітря. Значний вплив на виникнення вітрової ерозії мають також прилеглі підвищення – Донецький кряж і Приазовська височина. Північно-східні течії переважно полярного порівняно сухого континентального повітря, уже залишивши вологу у вигляді опадів у районі Донецького кряжа, опускаються своєрідним вітропадом на рівнинну місцевість і викликають вітрову ерозію (Рижиков, 1971).

Крайнім проявом вітрової ерозії є пилові бурі, головною причиною виникнення яких в умовах степової зони України є безлісся (Бельгард,

1971; Можейко, 2000) та сильні східні вітри (Сус, 1949; Бучинский, 1970; Белова, 1999; Травлеев, 2007), що зазвичай спостерігаються восени. Дія східних вітрів зумовлює транзит пилово-ґрунтових часток зі східних регіонів материка до центральних та західних регіонів.

Пилові бурі в межах України поширені переважно в степовій частині півдня країни. Прояв їх в основному спостерігається на великих масивах, де ґрунти не мають ніякого покриву і знаходяться в дуже розпушеному стані. Чим сухіший клімат і рівніший рельєф, тим при однаковій швидкості вітру більш руйнуючої сили набуває пилова буря. Спричиняють їх бурі вітри, швидкість яких перевищує 15 м/с. Під час таких бур на окремих ділянках вітер за короткий час (один-два дні) зносить верхній родючий шар ґрунту на глибину до 25 см (Ярмольська, 1971).

Степова зона за певних умов є акумулятором еолово-ґрунтового матеріалу, коли осередок пилової бурі розташований на схід від неї. У такому випадку основним джерелом еолового матеріалу можуть бути ґрунти Китайської Народної Республіки, Монголії, Казахстану, Росії та інших країн, які розташовані на схід від України. Одночасно з цим східні пилові бурі можуть спричинити виникнення та розвиток осередків пилових бур у межах степової зони країни, коли відбувається видування еолово-ґрунтового матеріалу з цієї території.

Сепарація еолово-ґрунтового матеріалу відбувається в основному за їх розміром та питомою вагою. При цьому найбільші та найважчі частки випадають поблизу джерела їх утворення, дрібні та легкі частки переносяться на більш значні відстані. Таким чином, якщо осередки пилових бур знаходяться на схід від степової зони України, найбільш легкими за гранулометричним складом будуть ЕҐВ на території Луганської та Донецької областей, більш важкими – на території Дніпропетровської, Запорізької та Херсонської областей і найбільш важкими – на території Миколаївської та Одеської областей.

На основі принципу вітрової сепарації ґрунтових часток Н. А. Качинським (1965) розроблено методику визначення гранулометричного складу ґрунтів за допомогою потоку повітря. Для цього використовується прилад Кашмена, який складається з п’ятьох воронок у вигляді конусів, що спрямовані вузьким кінцем донизу. Воронки з’єднано між собою спеціальними трубками. На дно першої воронки, яке з’єднане з компресором, поміщається абсолютно суха наважка ґрунту. Із останньої воронки є вивід у вакуум. Аналіз закінчується, коли перенесення дрібнозему з однієї воронки в другу припиняється. У результаті механічні елементи розподіляються від найбільших у першій воронці до найдрібніших – в останній. Подібним чином відбувається сепарація ґрунтового дрібнозему під час вітрової ерозії ґрунтів та пилових бур.

В. М. Гендугов та Г. П. Глазунов (2007) розглядають особливості стадії акумуляції продуктів вітрової ерозії ґрунтів. Зокрема, автори формулюють якісні та кількісні критерії просторових та часових меж стадії акумуляції, визначають можливий механізм формування еолових наносів (лесів, лесоподібних суглинків), який пояснює їх джерело та причину їх порівняної однорідності за гранулометричним складом.

Учені відзначають, що в силу закону збереження маси баланс вітрової ерозії для земної поверхні в цілому завжди є нульовим. Тому стадії одиничного явища вітрової ерозії ґрунту, які супроводжуються втратою ґрунтової маси, неминуче супроводжуються стадією накопичення ґрунтової маси, стадією акумуляції. Кількісним критерієм накопичення, а отже самої стадії акумуляції, є позитивний баланс взаємопротилежних процесів – втрата маси в результаті видування та накопичення маси в результаті випадіння з потоку. Тому випадіння ґрунту з потоку є необхідною, але не завжди достатньою умовою стадії акумуляції. У точках перетину траєкторій часток, що випадають із потоку, із земною поверхнею їх рух зупиняється і вони можуть стати складовою частиною наносу, якщо відсутні умови для їх подальшого руху.

Існує два типи еолових наносів: 1) наноси, сформовані частками, що пересуваються стрибками; 2) наноси, сформовані частками, які переносяться в підвішеному стані.

Частки, що переносяться стрибками, можуть сформувати нанос за межами ділянки, що еродується (X1), на ділянці, яка межує з ділянкою, що еродується (X2) з підвітреної сторони, якщо швидкість вітру, при якому вони були перенесені, не перевищує критичну для ґрунту ділянки, де спостерігається накопичення осаду. В іншому випадку ця ділянка і сама підпадає під дію ерозії.

Початок стадії акумуляції визначається приземленням на ділянку X2 першої ґрунтової частки, тому він розтягнутий у часі. Дійсно, ця стадія починається з приземлення найбільшої серед часток, що пересуваються стрибками, на ділянці акумуляції та відрізняється від моменту початку явища ерозії тривалістю найкоротшого стрибка. Внаслідок незначної величини цього показника стадія акумуляції починається практично одночасно з початком явиша ерозії, а зона акумуляції межує з ділянкою, що еродується, з підвітреної сторони. Положення головної частини зони акумуляції визначається місцем приземлення найдрібнішої частки, що пересувається стрибками, та відрізняється від моменту початку явища ерозії тривалістю найдовшого стрибка.

Ґрунтові частки, що пересуваються в підвішеному стані, випадають з потоку при умові зменшення швидкості вітру до такої міри, коли переважаючою стає сила тяжіння. При цьому більш крупні частки

при інших рівних умовах випадають раніше, ніж дрібні. Час завершення стадії акумуляції визначається часом долітання часток до місця випадіння, тобто в кінцевому рахунку – швидкістю вітру.

Встановлено, що повітряний потік сепарує, накопичує та концентрує однорідні за аеродинамічними властивостями (у кінцевому рахунку – за щільністю та розміром) частки, оскільки місце випадіння в математичному відношенні має вигляд точки, а протяжність зони ерозії може варіювати в широких межах, досягаючи тисяч кілометрів (Гендугов, 2007).

М. І. Долгилевичем (1972, 1978) виконано районування степової зони України залежно від прояву вітрової ерозії ґрунтового покриву, при якому автор виділяє вісім районів та три підрайони.

Приморсько-Присиваський район представлений ґрунтами, дуже стійкими до дії вітру. Для початку вітрової ерозії потрібна доволі висока швидкість вітру (до 13,8 м/с). Видування цих ґрунтів практично незначне (нижче 0,3 т/га в годину). Незважаючи на часті та тривалі пилові бурі, які виникають при вітрах відносно невисокої (порівняно з іншими районами) швидкості, загальні щорічні втрати ґрунту не перевищують допустимої межі.

Південний район вітрової ерозії представлений також стійкими до вітрової ерозії ґрунтами, але частота пилових бур вища й вони більш тривалі, а ерозійні вітри сильніші. У зв’язку з цим щорічні втрати ґрунту становлять 2–6 т/га.

У цьому ж районі в межах нижньодніпровських пісків автор виділяє Нижньодніпровський підрайон. Для нього характерні дуже тривалі та часті пилові бурі, значні втрати ґрунту від вітрової ерозії.

Центральний район (чорноземи південні) характеризується незначними втратами ґрунту від вітрової ерозії (0,3–3,0 т/га в годину), ерозія починається при швидкостях вітру 10,4–11,7 м/с. Великі втрати ґрунту (6–10 т/га) викликані високими швидкостями вітру, частими та тривалими пиловими бурями.

У Північному районі розповсюджені чорноземи південні, чорноземи карбонатні та чорноземи звичайні карбонатні, які піддаються вітровій ерозії. Їх втрати доходять до 9,3 т/га в годину, а критичні швидкості вітру становлять 9,6–10,4 м/с. Завдяки тому що пилові бурі тривають короткий час, втрати ґрунту від вітрової ерозії дорівнюють 2–6 т/га за рік.

У Приазовському районі чорноземи звичайні карбонатні окрім водної сильно підпадають під дію вітрової ерозії. Цей процес починається при вітрах зі швидкостями більше 9,6 м/с, а загальні втрати ґрунту в рік перевищують 10 т/га. Для району характерні високі

швидкості вітру, які один раз на п'ять років під час вітрової ерозії досягають швидкості 25–27 м/с.

Західно-Кримський район охоплює перегнійно-карбонатні ґрунти, для яких критична швидкість вітру становить 8,1 м/с; видування ґрунтів – 5,2 т/га в годину. Пилові бурі нечасті (2–3 дні на рік), але середні та інтенсивні бурі доволі тривалі (6–9 годин). При великих швидкостях вітру річні втрати ґрунту в районі перевищують 10 т/га.

У Центрально-Кримському районі, де вітрова ерозія супроводжується високими швидкостями вітру, число пилових бур на рік досягає дев'яти тривалістю 6–9 годин. Відбувається доволі інтенсивний процес руйнування чорноземів південних та чорноземів південних карбонатних вітровою ерозією (втрати за рік становлять 6–10 т/га).

Передгірський район невеликий, охоплює чорноземи карбонатні на високих рівнинах. Ґрунти району сильно підпадають під дію вітрової та водної ерозії (еродовані на 50–70 %). Втрати тільки від вітрової ерозії при рідких пилових бурях становлять більше 10 т/га в рік.

3.2. Екологічний вплив лісових культурбіогеоценозів на розподіл еолово-ґрунтового матеріалу

Як відомо, у степовій зоні України вітрова ерозія ґрунтів переважає над водною. Пиловими бурями в 2007 р. було охоплено 20 % території України (Зубець, 2008), наслідками яких є видування верхнього гумусового горизонту ґрунтів та наступне відкладання еолового матеріалу. Найбільшими об'ємами ЕҐВ характеризуються полезахисні лісові культурбіогеоценози степової зони. Лише в полезахисних насадженнях Дніпропетровської області в результаті пилової бурі 1969 р. відклалося 14,8 млн $м^3$ продуктів вітрової ерозії (Ярмольська, 1971).

Процеси відкладання та акумуляції продуктів вітрової ерозії поблизу перешкод вперше найбільш детально досліджені академіком Г. М. Висоцьким (1962). Ним встановлено вплив проникливої перешкоди (наприклад, рідкого частоколу, лісосмуги) на потоки вітру та пилуваті відклади. При наближенні до перешкоди нижні потоки поступово зменшують свою швидкість. Поблизу самої перешкоди вони розбиваються її щільними частками на окремі потоки, частина яких, сильно стискаючись та прискорюючись, проходить через проникливі проміжки перешкоди. Потім, після проходження крізь отвори, потоки знову розпливаються в більш значній мірі, порівняно зі станом до проходження крізь перешкоду. Тому тут спостерігаються два відклади: один перед перешкодою, інший –

більший – за нею. На самому місці перешкоди у перший час ніяких відкладів не утворюється внаслідок збільшення швидкості потоків, які стискаються при проходженні крізь отвори.

Зі збільшенням щільності насадження найбільші об'єми відкладів спостерігаються з підвітряного боку, тобто перед насадженням. При зменшенні щільності насадження максимальні відклади утворюються за ним.

Чагарники також можуть виступати перешкодою на шляху вітру. У цьому випадку повітряні потоки ударяються в масу дрібних перешкод (гілок), розташованих одна за одною. Якщо чагарник стоїть одиноко, то розділення нижніх потоків відбувається в ньому та за ним не лише в вертикальному, але й у горизонтальному напрямі; однак на деякій відстані від чагарника вони знову сходяться та підсилюються до початкової швидкості. Таким чином, відклад має форму хвоста, який звужується та сходиться нанівець на деякій відстані від чагарника.

При дії вітру на суцільні хащі чагарників або гіллястих дерев нижні потоки, заходячи в хащу, залежно від її щільності, більш або менш швидко втрачають свою швидкість, розділяючись та піднімаючись догори, залишаючи всередині зарості, залежно від її щільності та висоти й сили вітру, деяку область майже повного затишку.

Г. М. Висоцький також розглядає відкладення еолового чорнозему в результаті затримки потоків та від ударів часток, що несе вітер, по гілках захисного насадження.

Ученим установлено, що при зміні характеру рослинного покриву в бік більшої шорсткості, при першому ж зменшенні кута підвітряного схилу відбувається відкладення ґрунтових частинок, які знаходяться в динамічному стані в потоках повітря. При цьому частки сортуються за розміром: спочатку випадають більш крупні та важкі, потім більш дрібні. За різкої зміни характеру рослинного покриву або рельєфу утворюються потужні відклади в одному місці – формуються земляні «кучугури». При поступових переходах у рельєфі еолові відклади розподіляються поступово та на великих просторах, не утворюючи великих скупчень (Высоцкий, 1962).

Результати досліджень особливостей розподілу еолового матеріалу в лісових культурбіогеоценозах наведено в роботі М. І. Суса (1949): 1) вузькі одно-три-п'ятирядні захисні смуги в боротьбі з видуванням недостатньо ефективні; 2) протяжність максимального ґрунтозахисного впливу насаджень не перевищує 15-кратної висоти насаджень від їх підвітряної галявини; 3) для захисту ґрунту від видування необхідні смуги, які складаються не менше ніж з дев'яти рядів.

Як показують результати польових досліджень, найбільш важливими показниками, від яких залежить інтенсивність процесів

акумуляції еолово-ґрунтового матеріалу в лісових культурбіогеоценозах степової зони України, є напрям та швидкість домінуючих вітрів, а також висота, конструкція, вітропроникність, щільність, деревний склад та вік, орієнтація стосовно сторін світу полезахисних насаджень.

Висота лісосмуги впливає перш за все на вертикальну та горизонтальну протяжність вітрозахисних зон та зумовлює інший параметр – відстань між смугами в системі. Висота смуг визначається щільністю насадження, складом та віком деревних порід, їх розміщенням, лісорослинними умовами природних зон та агротехнікою вирощування. Як зазначає Г. І. Матякін (1952), у лісосмузі значення має не середня висота дерев верхнього ярусу, а так звана захисна висота, яка разом з іншими параметрами визначає аеродинамічні властивості цієї смуги. Захисна висота лісосмуги збігається із середньою у випадках, коли насадження зімкнуте та досягло зрілого віку.

Конструкція лісосмуги є її найважливішим аеродинамічним параметром. Під конструкцією розуміють таку будову лісосмуги, яка визначає ступінь, умови та розподіл вітропроникності за вертикальним профілем насадження. Вітропроникність характеризує конструкцію лісосмуги, яка залежить від складу насадження, його рядів та розміщення дерев і чагарників (Долгилевич, 1981). Конструкція лісосмуг буває непродувною, ажурною та продувною. Смуга непродувної конструкції – це щільне зверху донизу насадження, крізь яке повітряний потік майже не проникає або проникає дуже слабо. Смуга ажурної конструкції – насадження меншої щільності, завдяки чому повітряний потік проходить наскрізь, не змінюючи свого основного напряму. Смуга продувної конструкції – насадження без підліску та підросту, з великими наскрізними просвітами, яке сильно продувається вітром (Матякин, 1952).

Вітропроникність лісосмуги, як показник її конструкції, обумовлена будовою насадження, щільністю, шириною, формою та особливостями крони, освітленістю та наявністю листя у дерев та чагарників, які зумовлюють певний опір повітряному потоку та його проникливості (Долгилевич, 1981). Вітропроникність лісових смуг є інтегральним показником їх захисних властивостей і визначається не лише їхньою конструкцією, але й ступенем взаємодії та положенням насаджень у системі (Вдовин, 1984).

Різні відстані між деревами та чагарниками в лісосмузі визначають її щільність. Від відстані між складовими лісосмуги також залежить ажурність насадження. Важливе значення також має породний склад та вік насадження, які в значній мірі визначають ажурність та вітропроникність лісосмуги (Альбенский, 1971).

Форма профілю поперечного перетину лісосмуги визначає умови обтікання її повітряними потоками. З аеродинамічної точки зору лісосмуги відносяться до розряду тіл, які характеризуються поганим обтіканням. Це викликано їх будовою, шириною та висотою, породним складом дерев, суттєве значення мають лісорослинні умови. У більшості лісосмуг форма профілю поперечного перетину – у вигляді прямокутника. Ця форма – найкраща для ажурних та найгірша для непродувних лісосмуг. Трикутна форма покращує умови обтікання та підвищує дальність впливу непродувної та продувної лісосмуг на швидкість вітру (Смалько, 1963).

Полезахисні лісосмуги, посаджені перпендикулярно одна до одної, утворюють ряд клітин, які мають у плані форму прямокутників. Відстань між основними та допоміжними лісосмугами – найважливіший параметр, який формує ознаки системності в групах лісосмуг. Ці відстані прийняті такими, щоб вони при досягненні лісосмугами проектної висоти не перевищували: на сірих ґрунтах, опідзолених та вилугованих чорноземах – 600 м; на типових та звичайних чорноземах – 500 м та на південних чорноземах – 400 м; на темно-каштанових та каштанових ґрунтах – 350 м, на світло-каштанових – 250 м; на піщаних ґрунтах у лісостепу – 400 м, степу – 300 м, напівпустелі – 200 м (Петров, 1975). Відстань між допоміжними лісосмугами на піщаних ґрунтах – 1 км, на інших не повинна перевищувати 2 км. Указані відстані забезпечують прояву ознак системності створених лісосмуг за умови, що висота їх відповідає проектній, а напрям до них шкідливих вітрів – близький до перпендикулярного. Орієнтація основних смуг у системі до сторін світу визначає повноту прояву системних ознак, особливо важливих для конкретних об’єктів меліорації (Долгилевич, 1981).

А. С. Ярмольська (1971) наводить дані стосовно об’єму пилових наносів, які утворилися за смугами різної конструкції, при цьому найбільш негативні показники – у смуг щільної конструкції: об’єм наносів за ними становить 79,9 %, за продувними – 12,7 %. Найменші наноси виявлені за полезахисними смугами ажурної конструкції – 5,3 %.

Дослідженнями пилезатримуючої ефективності лісосмуг (Васильев, 1984) виявлено зменшення концентрації пилу із завітреного боку з розподілом ажурності за вертикальним перерізом насадження. Найбільш сильним воно є в приповерхневому шарі (на висоті 0,2 м), що відбувається за рахунок осадження його на трав’янистій рослинності. У пристовбуровій частині лісосмуг, де різко збільшується ажурність насадження, концентрація пилу зменшується тільки в 1,20–1,56 разу. Наступне різке зменшення концентрації пилу відбувається за найбільш щільною частиною

крони. У цій області, де ажурність лісосмуг становить лише 10–20 %, вміст пилу із завітреного боку скорочується в 2–3 рази.

Як зазначають М. І. Долгилевич та ін. (1981), лісосмуги є потужною перешкодою для вітру, які перерозподіляють його енергію на деякій відстані від їх навітряного та завітряного боків. У результаті з'являються зони з різноманітною вірогідністю відриву, транспортування та акумуляції часток. Характер формування вказаних зон залежить від параметрів лісосмуг, їх розміщення, величин швидкостей вітру, що зумовлюють ерозію, тривалості впливу вітру на ґрунт, стану поверхні, генетичних особливостей ґрунту та ін. Вірогідно, цим можна пояснити доволі великий діапазон горизонтальної протяжності зони відсутності дефляції, який у лісосмуг непродувної конструкції досягає 20 Н, ажурної – 30 Н, продувної – 29 Н.

Як уже зазначалося, на території степової зони України головною причиною виникнення пилових бур є безлісся та сильні східні вітри, тому найбільш інтенсивне відкладання еолово-ґрунтового матеріалу відбувається зазвичай у східній частині лісонасадження, яке розташоване перпендикулярно до дії домінуючих вітрів. У центральній та західній частині насадження також відбувається акумуляція еолового матеріалу, але з меншою інтенсивністю. При цьому матеріал, що відкладається в різних частинах лісосмуги, також відрізняється за своїми властивостями. Незначною інтенсивністю процесів відкладання характеризуються насадження, орієнтовані паралельно або під кутом до дії домінуючих вітрів. Від швидкості вітру залежить глибина проникнення повітряного потоку з підвішеними ґрунтовими частками в середину насадження.

Розглянемо особливості накопичення еолово-ґрунтового матеріалу в лісових культурбіогеоценозах степової зони України, орієнтованих перпендикулярно до дії східних вітрів.

Результати досліджень показують, що найбільше накопичення еолового матеріалу спостерігається в щільнокронних насадженнях. Полезахисне насадження в умовах Присамар'я Дніпровського (Новомосковський р-н Дніпропетровської обл., пробна площа 203 другого генерального моніторингового профілю Науково-навчального центру «Присамарський біосферний стаціонар ім. О. Л. Бельгарда» Комплексної експедиції Дніпровського національного університету ім. О. Гончара з дослідження лісів степової зони), у деревостані якого домінують щільнокронні породи – дуб звичайний (*Quercus robur* L.) та клен татарський (*Acer tataricum* L.), характеризується непродувною конструкцією, відрізняється значними об'ємами ЕҐВ, потужність яких зі східного боку насадження досягає 90 см, із західного – 13 см (рис. 3.2.1).

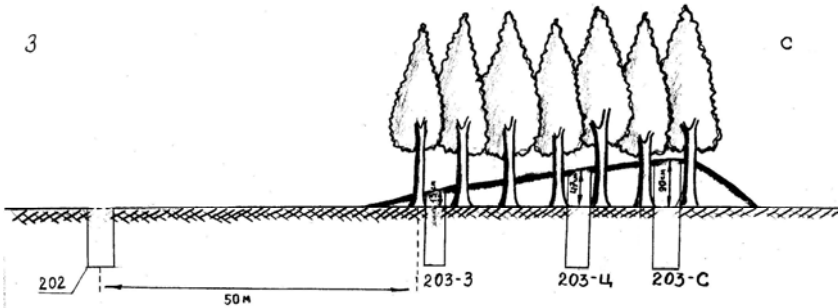


Рис. 3.2.1. Розподіл та форма ЕҐВ у лісовому культурбіогеоценозі непродувної конструкції на чорноземах звичайних

При дослідженні акацієвого насадження (Бердянський р-н Запорізької обл.), яке характеризується ажурною конструкцією, встановлено наявність еолово-ґрунтового матеріалу з максимальною потужністю 20 см (рис. 3.2.2). Відкладання еолового матеріалу в даному випадку пов'язане з достатньо високою щільністю деревостану насадження та меланізованим світловим станом (Іванько, 2008).

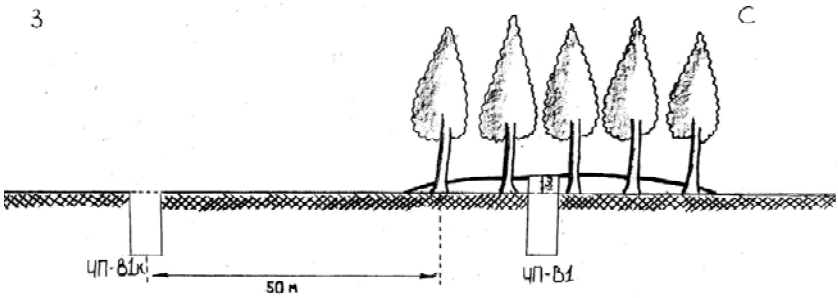


Рис. 3.2.2. Розподіл та форма ЕҐВ у лісовому культурбіогеоценозі ажурної конструкції на чорноземах приазовських

Дослідження полезахисного лісового насадження в буферній зоні Біосферного заповідника «Асканія-Нова» (Чаплинський р-н Херсонської обл.), яке представлене однорядним, значно розрідженим деревостаном дуба звичайного 30–40-річного віку у пригніченому стані, показали накопичення еолово-ґрунтового матеріалу з максимальною потужністю 30 см (рис. 3.2.3). Цей лісовий культурбіогеоценоз, який за конструкцією

є продувним, характеризується значною вітропроникністю, незважаючи на те, що представлений щільнокронним деревостаном із дуба (рис. 3.2.4).

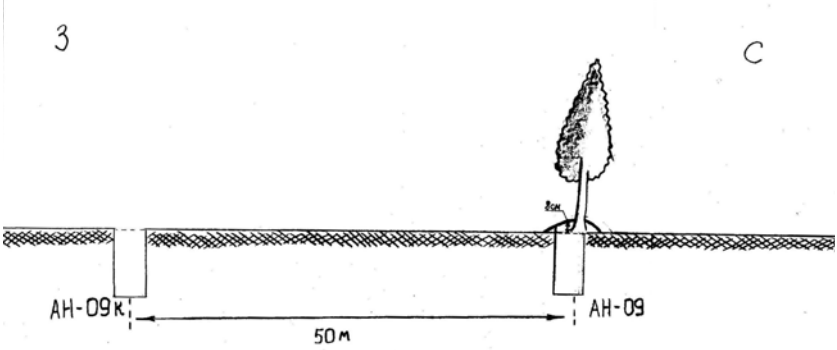


Рис. 3.2.3. Розподіл та форма ЕҐВ у лісовому культурбіогеоценозі продувної конструкції на темно-каштанових ґрунтах

Рис. 3.2.4. Однорічні ЕҐВ зі східного боку полезахисної лісосмуги з дуба звичайного (Асканія-Нова, Чаплинський р-н, Херсонська обл., серпень 2007 р.)

Додатковим способом установлення особливостей процесів відкладання еолово-ґрунтового матеріалу можуть слугувати спостереження за відкладанням снігу, як це робив академік Г. М. Висоцький (1962), оскільки ці два процеси є схожими за своєю природою.

Спостереженнями за відкладанням снігу взимку 2010–2011 рр. виявлено, що найбільша його кількість та найбільш рівномірний характер розподілу на прилеглій території спостерігається за наявності системи полезахисних лісосмуг (рис. 3.2.5). У цьому випадку майже повністю виключено видування снігу. Збільшені запаси снігу спостерігаються зі східного боку лісосмуги, однак кучугурів значної потужності не виявлено.

На території, де система полезахисних лісосмуг відсутня або знаходиться в незадовільному стані, відбувається видування снігу (рис. 3.2.6) з наступним його відкладанням у лісосмугах, які розміщені поруч, а також у знижених місцях рельєфу. Особливо інтенсивні процеси видування характерні для підвищених ділянок стосовно основної території. При повному видуванні снігу починаються процеси дефляції ґрунту.

Рис. 3.2.5. Рівномірний розподіл снігу на території, що захищена системою полезахисних лісосмуг (Павлоградський р-н, Дніпропетровська обл., березень 2011 р.)

Рис. 3.2.6. Видування снігу з території, яка недостатньо захищена полезахисними лісосмугами (Красноградський р-н, Харківська обл., березень 2011 р.)

Занепад полезахисних лісосмуг на території України в останні роки викликає ряд несприятливих екологічних явищ, зокрема водну та вітрову ерозію ґрунту, посилення континентальності клімату, забруднення атмосферного повітря, накопичення вуглекислого газу в атмосфері та ін.

Площа, що вкрита полезахисними лісосмугами, які відіграють важливу механічну функцію (зниження сили вітру, якщо його дія спрямована перпендикулярно до лісосмуги), з кожним роком зменшується.

Значною інтенсивністю процесів видування характеризуються ділянки, які знаходяться поруч із розривами в лісосмузі. У цьому місці відбувається значне посилення швидкості вітру, оскільки повітряні потоки спрямовуються в ці отвори. Як зазначає М. Г. Петров (1975), саме в місцях розриву лісосмуг спостерігається найбільша інтенсивність процесів дефляції ґрунтового покриву.

Для подолання сильних вітрів, які видувають сніг із полів, що призводить до загибелі озимих зернових культур, взимку 2011 р. на полях почали використовувати захисні щити, намагаючись хоча б таким чином замінити втрачені полезахисні лісосмуги (рис. 3.2.7).

Рис. 3.2.7. Захисні щити на полях (Харківська обл., березень 2011 р.)

Як відомо, найчастіше еолові процеси пов'язують із видуванням ґрунту на полях, однак існує ще багато проявів еолових процесів – перенесення різних речовин (різноманітні газоподібні забруднювачі, кристали солей тощо), перенесення насіння та самих рослин, пересування води в прибережних районах та ін.

Одним із найменш досліджених наслідків пилових бур є надходження еолово-ґрунтового матеріалу до лісових культурбіогеоценозів (КБГЦ), який формує потужні, висотою до 1,5–2 м, відклади.

Накопичення еолового матеріалу призводить до процесу бергинізації (за Л. О. Карпачевським, 2005), коли при повільному надходженні дрібнозему в біогеоценоз він потрапляє на поверхню ґрунту (разом з рослинними залишками) та засвоюється ґрунтовою біотою. У результаті цього дрібнозем збагачується органічною речовиною, агрегується та набуває властивості гумусового горизонту ґрунту. Поступове покриття новими порціями дрібнозему сприяє зростанню бергинізованого матеріалу вгору. Проте в нижніх шарах профілю частина гумусу мінералізується і його вміст зменшується. Незважаючи на це, у результаті своєрідного гумусоутворення формується відносно потужний гумусовий горизонт. Таким чином утворюється більшість ґрунтів з еоловим привнесенням дрібнозему. На процес бергинізації впливають

рельєф, клімат, рослини та тварини, тобто всі зональні фактори ґрунтоутворення та закони формування ґрунтового профілю на фоні геологічної шаруватості відкладів залишаються ті самі, що й при «нормальному» елювіальному розвитку ґрунтів (Карпачевский, 2005).

3.3. Біогеоценологічна взаємодія ЕҐВ з компонентами штучних лісових екосистем

Розглянемо, ураховуючи досвід деталізації структурних компонентів лісового біогеоценозу в степу (Травлеев, 1973), взаємодію ЕҐВ зі структурними компонентами лісового культурбіогеоценозу в умовах степу: кліматом, фітоценозом, зооценозом, мікробоценозом та ґрунтом (рис. 3.3.1).

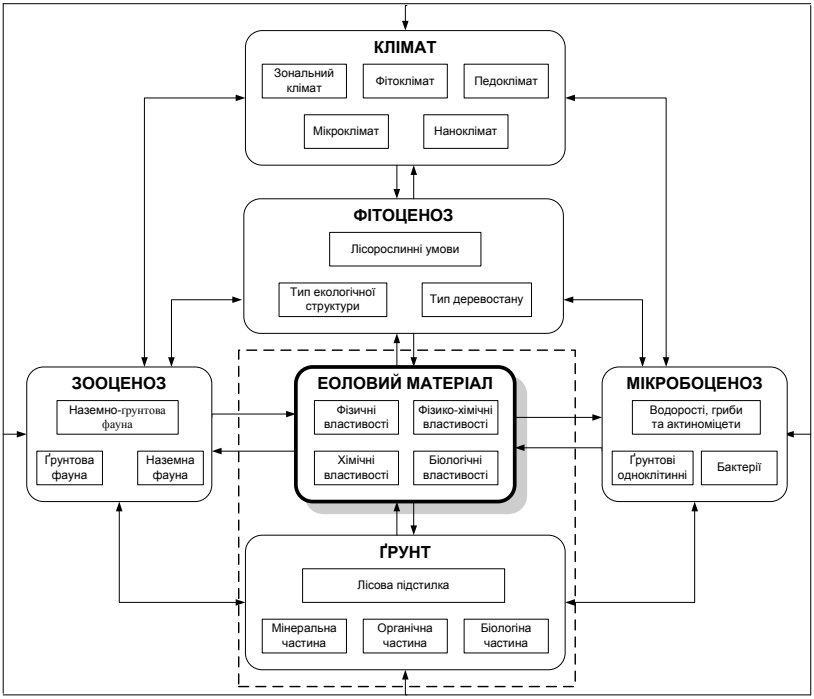


Рис. 3.3.1. Екологічні особливості взаємодії ЕҐВ з компонентами та структурними елементами лісових культурбіогеоценозів степової зони України

К л і м а т – важливий абіотичний компонент лісового культурбіогеоценозу. При аналізуванні клімату потрібно враховувати його зональні, фітокліматичні, педокліматичні, мікрокліматичні та нанокліматичні особливості.

Як відомо, лісові культурбіогеоценози виступають потужним середовищеперетворюючим фактором, який істотно змінює екологічні умови степового середовища і формує особливий екоклімат (Высоцкий, 1960; Чугай, 1960). Під екокліматом Ю. І. Грицан (2000) розуміє клімат біогеоценозу або екосистеми як стаціонарний режим факторів середовища, що характеризує біологічну спільноту з її фізичним середовищем у конкретних географічних умовах, а різноманітні рівні градацій клімату використовуються для деталізації вертикальних і горизонтальних масштабів мінливості фізичних величин екотопу.

Структурний елемент клімату – фітоклімат розглядається О. Л. Бельгардом (1955) з точки зору світлового й теплового режимів (світло- і термоклімат). Фітоклімат знаходить своє відображення в режимі мікрокліматичних, ґрунтових процесів, а також у житті рослин і тварин лісового угруповання. Цей структурний елемент клімату тісно пов'язаний з фітоценозом.

Кліматичними факторами (фізико-географічною зоною) контролюється складний багатофункціональний процес ґрунтоутворення, який проходить у процесійному блоці – ґрунтовому профілі. Цей блок визначає морфологічний вигляд ґрунтового профілю, вид ґрунту і тип ґрунтоутворення (Белова, 1999; Травлєєв, 2005).

Отже, генезис еолово-ґрунтового матеріалу при відкладанні його на поверхню зональних ґрунтів визначається трансформованою дією факторів ґрунтоутворення, під впливом яких формуються зональні ґрунти.

Польові дослідження температури ґрунту показали, що ЕҐВ, внаслідок своєї значної потужності та теплофізичних властивостей, зумовлюють формування специфічного температурного режиму ґрунту, що проявляється в наявності більш широкої амплітуди температур (6,5 ºС) у метровій товщі похованого чорнозему звичайного з наявними ЕҐВ (пробна площа 203–С) порівняно із зональними чорноземами звичайними пробної площі 202 (2 ºС).

Привнесення ґрунтового еолового матеріалу до лісових культурбіогеоценозів має суттєвий вплив на фітоклімат (через фітоценоз), педоклімат (через зміну властивостей ґрунтового компонента), мікро- та нанокліматів (внаслідок зміни водного, повітряного та теплового режимів).

Фітоценоз – автотрофний компонент лісового культурбіогеоценозу (Сукачев, 1964), який можна характеризувати лісорослинними умовами, типом екологічної структури і типом деревостану.

Лісорослинні умови відображають місцезростання до посадки лісу, характеризуються гранулометричним складом, мінералізованістю ґрунтового розчину, зволоженням та заплавністю на фоні тієї чи іншої географічної зони (Бельгард, 1971).

Під типом екологічної структури О. Л. Бельгард (1955) розуміє єдність світлової структури та тривалості середовищеперетворюючого впливу лісу. Світлова структура насадження, яку визначає архітектоніка крон деревних порід, має велике значення у формуванні фітоклімату лісу, у режимі ґрунтових процесів, у житті рослин і тварин лісового угруповання переважно внаслідок перерозподілу променевої енергії сонця.

Тип деревостану (видовий склад та конструкція насадження) відіграє важливу роль у житті культурбіогеоценозу в степу. Навіть при наявності аналогічних екологічних структур та лісорослинних умов тип деревостану може по-різному впливати на ті або інші структурні елементи лісового угруповання (Бельгард, 1971).

Фітоценоз, як відомо, є найбільш важливим структурним компонентом культурбіогеоценозу, який безпосередньо відображає межі того чи іншого біогеоценозу (Сукачев, 1973).

Складові фітоценозу – дерева, чагарники та трав'яниста рослинність – сприяють зменшенню швидкості вітру, за рахунок чого припиняється видування ґрунту, спостерігається додаткове накопичення снігу та вологи, а також ґрунтового еолового матеріалу. Фітоценоз відіграє важливу роль як фактор ґрунтоутворення, який значною мірою визначає генезис цих своєрідних утворень. За рахунок фітоценозу на поверхні відкладу формується шар лісової підстилки, який сприяє залученню еолового матеріалу до біологічного кругообігу речовин та енергії (Травлеев, 1968).

М. І. Сус (1949) наводить результати дослідження впливу еолових відкладів на деревні породи, зокрема на ріст берези бородавчастої, клена американського, тополі бальзамічної, в'яза звичайного, акації жовтої, бузини красної, маслинки вузьколистої відклади негативного впливу не здійснюють, у той час як ясень американський у місцях засипання відкладами мав випадіння в розмірі 30–40 %. Засипані дерева всіх порід у товщі відкладів утворюють нові корені.

Деякі аспекти впливу ґрунтового еолового дрібнозему на деревні породи досліджено Г. О. Можейком (1974). Ученим установлено, що породи, які мають значну здатність до коренеутворення (біла акація), утворюють вторинну кореневу систему в наносі та мало реагують на

засипання. Породи зі зниженою здатністю до коренеутворення (дуб, ясень, айлант) різко знижують свою життєздатність уже на наступний рік після засипання. Ступінь життєвості засипаних дерев знижується дещо швидше порівняно з деревами, які не потрапили під дію вітрової ерозії.

Нашими дослідженнями встановлено, що найбільша кількість новоутворених коренів при засипанні деревних порід дрібноземом спостерігається в його поверхневому шарі, дещо менша – у шарі, що межує з похованим ґрунтом, і поодинокі корені – у товщі відкладеного дрібнозему.

Екологічна роль лісових культурбіогеоценозів у накопиченні та розподілі ЕҐВ визначається переважно саме особливостями фітоценозу.

З о о ц е н о з – консументний компонент лісового культурбіогеоценозу, який контролює біологічний кругообіг речовин та енергії і повністю залежить від фітоценозу (Сукачев, 1973).

Вплив зооценозу на відкладений ґрунтовий еоловий матеріал здійснюється внаслідок витоптування, розпушування, переміщення ґрунтових мас та інших процесів, у яких беруть участь ґрунтові, наземно-ґрунтові і наземні тварини. При пересуванні педофауни в товщі ґрунту відбувається вертикальне і горизонтальне переміщення ґрунту, що прискорює біологічний кругообіг речовин та енергії в лісовому КБГЦ (Булахов, 1977, 1999).

Не виникає сумнівів, що відкладення ґрунтового еолового матеріалу значною мірою впливає на зооценоз, особливо на наземно-ґрунтову та ґрунтову фауну, оскільки зміна властивостей субстрату відбивається на розподілі та поведінці тварин (Акимов, 1959). Формування на поверхні ґрунту додаткового еолового шару у випадках пилових бур потужністю 1 м та більше призводить до значних змін у складі зооценозу.

М і к р о б о ц е н о з – редуцентний компонент лісового КБГЦ, який сприяє перетворенню складних речовин у більш прості. Він складається з таких структурних елементів: водорості, гриби та актиноміцети, ґрунтові одноклітинні, бактерії.

Мікробоценоз бере активну участь у мінералізації та гуміфікації органічних речовин, впливаючи на процеси ґрунтогенезису. Едафон, до складу якого входять ґрунтові водорості (Голлербах, 1969), відіграє важливу роль у перетворенні та залученні до біологічного кругообігу речовин та енергії органічних, мінеральних та органо-мінеральних сполук ґрунтових еолових відкладів.

Дослідженнями особливостей ґрунтових водоростей установлено, що їх максимальна численність спостерігається в поверхневих генетичних горизонтах ґрунту (Мальцева, 2005; Чорневич, 2008) та залежить від коливання вологості ґрунту (Мальцева, 2006). Склад та

чисельність ґрунтових водоростей структурно та функціонально відповідає особливостям ґрунтових та мікрокліматичних умов, типу фітоценозу (Мальцева, 2007).

Комплекс актиноміцетів внаслідок деструкції значних обсягів органічних речовин та суттєвого накопичення біомаси в ґрунтах є одним з найважливіших компонентів ґрунтової біоти. Особливості кількісного та якісного стану актиноміцетів відображають конкретні екологічні умови (властивості ґрунтів, характер рослинності та ін.) або їх зміни (Мирчинк, 1985), тому формування на денній поверхні ґрунту додаткових шарів еолово-ґрунтового матеріалу, що викликає зміну абіотичних та біотичних факторів середовища, не може не відбиватися на стані мікробоценозу, що призводить до формування його нового якісного та кількісного складу. При цьому спостерігається специфічність реакції різних структурних елементів мікробоценозу на ці зміни.

Ґ р у н т – підсумковий компонент лісового культурбіогеоценозу, який є матеріальним вираженням та яскравим відображенням основних властивостей біогеоценозу (Зонн, 1964; Сукачев, 1964).

Саме ґрунт безпосередньо взаємодіє із сформованими на його поверхні еоловими відкладами, які поступово, за рахунок специфічних перетворень, стають його складовою частиною внаслідок процесу бергинізації (Карпачевский, 2005).

Г. О. Можейко (2000) еолові відклади характеризує як специфічні ґрунтові утворення, що відрізняються значною початковою пухкістю, майже повною безструктурністю та зниженою вологоємністю. З часом вони ущільнюються, набувають ознак фізичної солонцюватості й перешкоджають проникненню вологи опадів до коренів засипаних дерев.

Більш детально вплив ЕҐВ на властивості ґрунтів, зокрема на едафотопи лісових культурбіогеоценозів, розглянуто в наступних розділах.

3.4. Типологія штучних лісів О. Л. Бельгарда та коефіцієнт акумуляції ЕҐВ

У степовій зоні для вдалого вирощування лісів, які знаходяться в умовах географічної, а часто й екологічної невідповідності (Бельгард, 1971), необхідне використання типологічної основи, яка б у повній мірі відображала особливості степового середовища як місцезростання рослинного світу. Саме такою є типологія штучних лісів степової зони, яка розроблена О. Л. Бельгардом (1960). Ця типологія ґрунтується на трьох одиницях різного таксономічного рангу: тип лісорослинних умов, тип екологічної структури та тип деревостану.

Тип лісорослинних умов – основна одиниця типології штучних лісів, яка відображає місцезростання до посадки лісу, характеризується гранулометричним складом, мінералізованістю ґрунтового розчину, зволоженням та заплавністю на фоні тієї чи іншої географічної зони (Бельгард, 1960).

З гранулометричним складом тісно пов'язана ґрунтова родючість. Найбільш оптимальні умови для зростання рослинності складаються, коли ґрунти мають супіщаний або суглинистий гранулометричний склад. О. Н. Соколовський (1933) відзначає, що «глина – це вмістилище хімічних багатств ґрунту, всіх потрібних для рослини поживних речовин; у ній міститься основний, а часом і ввесь запас їх. Пісок, коли це чистий кварцовий пісок, нічого рослинам дати не може ...» (с. 26).

Важливою характеристикою місцезростання є засоленість. Необхідно відмітити, що перехід від ґрунтів легкого до ґрунтів більш важкого гранулометричного складу відображає зазвичай збільшення родючості. Однак завдяки процесам засолення кореляція між збільшенням важкості гранулометричного складу та зростанням родючості нерідко порушується. Ґрунти з більш важким гранулометричним складом, насичені легкорозчинними солями, є нижчими за родючістю та лісорослинним ефектом порівняно з ґрунтами з більш легким гранулометричним складом, але незасоленими (Бельгард, 1971).

Надзвичайно важливою ознакою кожного типу лісорослинних умов є міра його зволоження. У межах степової зони місцезростання можуть бути представлені такими градаціями: дуже сухе, сухе, сухувате, свіже, вологе, сире та мокре (Бельгард, 1960).

Велика середовищеперетворююча роль лісу в степу зумовлює в межах типу лісорослинних умов виникнення нових варіантів життєвого середовища, які разом з комплексом рослинних організмів утворюють тип екологічної структури лісу, який визначається світловою структурою насадження та тривалістю його середовищеперетворюючого впливу на ґрунтові умови (Бельгард, 1971).

Як зазначає О. Л. Бельгард (1960), світлова структура визначається архітектонікою крон деревних порід, які входять до складу насадження. Ця структура має велике значення у формуванні фітоклімату лісу, його стійкості, у режимі ґрунтотвірних процесів, а також у житті представників рослинного та тваринного світу лісового угруповання.

У житті штучного лісу важливе значення має тип деревостану (видовий склад та конструкція посадки), який при наявності аналогічних екологічних структур та лісорослинних умов може по-різному впливати на ті або інші структурні елементи лісового угруповання (Бельгард, 1971).

Таким чином, кожна ділянка штучного лісу може бути, з урахуванням лісорослинних умов, типу екологічної структури та типу деревостану, охарактеризована відповідною типологічною формулою (шифром). Для цієї мети О. Л. Бельгард (1960) пропонує користуватися такими символами (індексами):

1. Ґрунтові зони – чорнозем звичайний (ЧЗ), чорнозем південний (ЧП) та темно-каштанові ґрунти (ТКҐ).

2. Заплавність – заплавні місцезростання (´), позазаплавні – без індексу.

3. Механічний або гранулометричний склад ґрунтів – піщані (П), супіщані (СП) та суглинисті (СГ). Засолені варіанти позначаються індексом «З».

4. Світлова структура насадження – освітлена (осв), напівосвітлена (н/осв), напівтіньова (н/тін) та тіньова (тін). Чагарниковий варіант тієї чи іншої світлової структури насадження позначається індексом «ч».

5. Тривалість середовищеперетворюючого впливу лісу – перший віковий ступінь (ліс до змикання) – I, другий віковий ступінь (чаща та жердяк) – II, третій віковий ступінь (ліс у стадії зріджування) – III. Для порості насаджень генерації позначаються порядковими номерами (1, 2, 3).

6. Тип деревостану характеризують за допомогою відображення видового складу деревного ярусу насадження шляхом пропорції змішування у десятих долях, використовуючи скорочені назви порід (Д – дуб, Я – ясен та ін.).

Таким чином, липово-дубове насадження першої порослевої генерації з чагарниковим підліском другого вікового ступеня, яке розміщене на сухуватому суглинистому чорноземі в умовах зони чорнозему звичайного, може бути представлене такою лісотипологічною формулою:

$$\frac{\text{ЧЗСГ}_1}{\text{тін(к)} - \text{II(I)}} \quad 8\text{Д}2\text{Лп}.$$

У чисельнику наведено характеристику лісорослинних умов (зона чорнозему звичайного сухуватий суглинистий чорнозем). У знаменнику – екологічна структура насадження (тіньова структура з чагарником та другий віковий ступінь першої порослевої генерації). Поруч указано тип деревостану (8/10 дуба та 2/10 липи).

Додатково для якісної та кількісної характеристики особливостей різних процесів у біогеоценозах степу дослідники використовують серію різних коефіцієнтів.

Локальний коефіцієнт зволоження (ЛКЗ), запропонований Л. П. Травлєєвим (1975), дає змогу визначити величину природного зволоження місцезростання, що утворені специфічними особливостями

місцевості. ЛКЗ є розрахунковою характеристикою, яка дозволяє краще деталізувати показники гігротопів.

Для кількісної оцінки особливостей біологічного кругообігу речовин у лісовому біогеоценозі Н. М. Цвєткова (1992) використовує опадково-підстилковий коефіцієнт (ОПК), який представляє собою відношення запасу підстилки до відносно стабільної та конкретної величини – річного опаду, що дозволяє виявити життєвість, ступінь сильватизації лісового біогеоценозу та прогнозувати його подальший розвиток.

І. Є. Олег (1997) для більш детальної характеристики пропонує використовувати інтегральний показник фізичних властивостей (ІПФВ) лісових ґрунтів. Складовими частинами ІПФВ є гранулометричний склад, структурність, липкість, зв'язність, зволоження, константи вологоємності, доступність вологи, водопроникність та водопідйомна здатність ґрунтів, а кількісна оцінка складається за умовною п'ятибальною шкалою.

У типологічний шифр біогеоценозу Н. А. Білова (1997) пропонує ввести інтегральний показник рівня макро-, мезо- та мікроморфологічної організації едафотопа (РМО), який тісно пов'язаний з типологічними даними, а також з такими додатковими відомостями, як коефіцієнт структурності, водоміцності структурних агрегатів, кількість скоагульованого мулу, фіто- та зоогенні фактори, відношення вуглецю гумінових кислот до вуглецю фульвокислот. РМО визначається за умовною десятибальною шкалою.

Для виявлення кількісних показників середовищеперетворюючого (пертинентного) впливу лісових біогеоценозів, а також на основі виявлених характеристик змін в екокліматичних особливостях екотопів Ю. І. Грицан (2002) пропонує ввести розрахунковий показник коефіцієнта пертиненції (КП), який базується на експериментально виявлених значеннях відносної вологості повітря. Також пропонується введення інтегрального показника пертиненції (ІПП), який поєднує в собі ЛКЗ, ОПК, ІПФВ, РМО та КП.

Важливу екологічну роль у лісових біогеоценозах відіграють ЕҐВ, які утворюються в результаті пилових, або чорних, бур. У лісотипологічній формулі штучних лісів О. Л. Бельгарда пропонуємо використовувати коефіцієнт акумуляції ($К_{ак}$) для стислого відображення особливостей відкладеного в лісовому культурбіогеоценозі еолово-ґрунтового матеріалу.

$$\frac{\text{Heol}\,(dv, г/см^3)}{[\text{H}]\,(dv, г/см^3)}\ 1969\ \text{р.}$$

Коефіцієнт акумуляції в чисельнику відображає потужність ЕҐВ (Heol) в сантиметрах, а також їх об'ємну вагу, у знаменнику – потужність похованого гумусового горизонту [Н] в сантиметрах та його об'ємну вагу. Ці показники допоможуть при перерахунку запасів води з процентного

вмісту на міліметри, при обчисленні загальних запасів гумусу, поживних речовин і т. д. у ґрунті та ЕҐВ. Також поруч із дробом зазначається рік утворення ЕҐВ (1969 р.).

3.5. Класифікація та індексація ЕҐВ

Деякі аспекти класифікації ЕҐВ (перевіяних ґрунтів) наведено в роботах М. В. Орловського (1968), Г. О. Можейка (2000) та ін.

М. В. Орловський зазначає, що для класифікації ґрунтів, які підпадають під дію вітрової ерозії (дефляції), дослідники зазвичай обмежуються пропозиціями використовувати ознаки, встановлені для змитих ґрунтів, хоча за своєю сутністю процеси водної та вітрової ерозії, а також показники змитих та перевіяних ґрунтів глибоко відрізняються.

У процесі видування дрібні частки, збагачені гумусом та поживними речовинами, виносяться пиловими бурями на великі відстані (сотні та тисячі кілометрів). Більш крупний матеріал пересувається вітро-піщаним потоком по поверхні та поблизу поверхні ґрунту та відкладається у вигляді еолового наносу на сусідніх полях.

За потужністю еолового шару М. В. Орловський розрізняє дві групи ґрунтів:

А. Непоховані з наносами потужністю менше 20 см, які при звичайній обробці домішуються до орного шару: 1) зі слабким наносом менше 5 см; 2) з мілким наносом від 5 до 10 см; 3) із середнім наносом від 10 до 20 см.

Б. Поховані з наносом потужністю більше 20 см, які при звичайній оранці до похованого гумусового горизонту не домішуються: 4) мілкопоховані з наносом від 20 до 30 см; 5) середньопоховані з наносом від 30 до 70 см; 6) глибокопоховані з наносом від 70 до 120 см; 7) понадглибокопоховані з наносом більше 120 см.

Наноси 3-ї та 4-ї груп розподіляються на поверхні рівномірно або нерівно (з дрібногорбистими накопиченнями біля перешкод). Наноси 5-, 6- та 7-ї груп зазвичай утворюють горбисто-котловану поверхню.

Номенклатура перевіяних ґрунтів унаслідок особливостей їх генезису складна та визначається накладенням процесу дефляції на основний ґрунтоутворювальний процес. Приклад: лугово-чорноземний ґрунт середньогумусовий малопотужний супіщаний із середнім наносом, дрібно- та середньопохованими горизонтами (Орловский, 1968).

Г. О. Можейко (2000) основними діагностичними ознаками навіяних ґрунтів вважає як сумарну потужність відкладів, так і потужність та властивості кожного окремого шару наносів різних років відкладення. На його думку, за різницею в їх структурному складі, щільності, забарвленні, потужності можна з певною точністю

встановити їх вік, з якого генетичного горизонту вони утворилися. Крім того, вік наносів можна уточнити за даними найближчої метеостанції щодо прояву пилових бур.

На додаток до цього Г. О. Можейко (2000) пропонує використовувати видовий склад та ступінь покриття ґрунту трав'янистою рослинністю. Так, на наносах 1–2-річного віку зазвичай селяться, не утворюючи суцільного покриву, однорічники – гірчак (*Polygonum* L.), курай (*Salsola* L.), буркуни (*Melilotus* Mill.) та ін. На наносах 4–5-річного віку з'являються окремі кущі злаків, не утворюючи дернини, а також суріпиця (*Barbarea* R. Br.), дивина (*Verbascum* L.), козельці (*Tragopogon* L.) та ін. Із 6–7-річного віку утворюється дернина із злаків – пирію (*Elytrigia* Desv.), бромусу (*Bromus* L.) та ін. Уже на другий рік поверхня наносу на освітлених місцях повністю покривається однорічниками.

Дослідження фізико-хімічних властивостей, гумусового стану та фізичних властивостей ЕҐВ лісових культурбіогеоценозів Присамар'я Дніпровського показали, що найбільшою інтенсивністю за фізико-хімічними процесами та процесами гумусонакопичення відрізняються еолові відклади незначних потужностей (до 50 см), а також потужністю більше 100 см. При відкладах потужністю 50–100 см еоловий матеріал характеризується деяким пригніченням процесів, які досліджувалися. Подібні висновки нами були отримані при дослідженні еолових відкладів полезахисних лісосмуг в умовах пгт Асканія-Нова (Чаплинський р-н, Херсонська обл.). Відклади незначною потужністю на орних землях включаються до обробітку і тому зазвичай перемішуються з поверхневим шаром ґрунту, що похований під ним, збільшуючи потужність гумусового горизонту (процес бергинізації – за Л. О. Карпачевським, 2005).

Виходячи з цього та базуючись на класифікації перевіяних ґрунтів М. В. Орловського (1968) для умов Сибіру, ми пропонуємо (Горбань, 2008) всі ґрунти лісових культурбіогеоценозів степової зони України поділити за потужністю ЕҐВ на дві групи:

А. Непоховані з наносами потужністю менше 30 см:

1) зі слабким наносом менше 5 см;

2) з мілким наносом від 5 до 15 см;

3) із середнім наносом від 15 до 30 см.

Б. Поховані з наносом потужністю більше 30 см:

4) мілкопоховані з наносом від 30 до 50 см;

5) середньопоховані з наносом від 50 до 100 см;

6) глибокопоховані з наносом понад 100 см.

Збільшення потужностей еолового матеріалу, порівняно з класифікацією М. В. Орловського (1968), зумовлено своєрідністю процесів ґрунтоутворення в умовах степової зони України та Сибіру.

Важливим показником при встановленні потужності еолових відкладів лісових культурбіогеоценозів степової зони України є наявність прошарку лісової підстилки між відкладами різного віку або

відкладами та вихідним ґрунтом (Можейко, 2000). Наявність цього шару значно спрощує встановлення потужності еолових відкладів при польових дослідженнях. Лісова підстилка сприяє посиленню біологічної сумісності принесеного еолового матеріалу та вихідного шару ґрунту.

Як відомо, при встановленні особливостей степових ґрунтів важливе значення має вилуговуваність, відносна межа якої визначається за допомогою закипання ґрунту під дією 10%-ної соляної кислоти. Класифікація степових ґрунтів за цією ознакою запропонована В. Г. Стадниченком (1955). У ґрунтах лісових насаджень в умовах степу спостерігається зниження лінії закипання порівняно з ґрунтами степової цілини, що пояснюється більшою забезпеченістю вологою цих місцезростань (Высоцкий, 1962; Белова, 1999; Булигін, 2007; Травлеев, 2007). При цьому також відбувається вимивання з ґрунту солей, які несприятливо впливають на ріст деревних порід, що з часом призводить до створення більш сприятливих умов для зростання лісових насаджень (Высоцкий, 1962). Однак при діагностиці еолових відкладів цей важливий показник втрачає свою вагу. Дослідженнями виявлено, що при наявності багаторічних ЕҐВ (приблизно 30–35 років) різної потужності закипання спостерігається в поверхневому шарі 5–10 см похованого гумусового горизонту. Таким чином, глибина закипання, якщо вести облік з поверхні еолового відкладу, майже повністю визначається потужністю еолового шару і не відображає генетичних особливостей умов формування похованих ґрунтів та еолового матеріалу.

Для уніфікування описів ґрунтів з наявністю еолових відкладів необхідне узгодження щодо символіки шару еолового матеріалу та похованих ґрунтів. М. К. Крупський та ін. (1979) пропонують використання доповненої номенклатури О. Н. Соколовського, яка користується великою повагою не лише українських, але й російських, чеських, словацьких та інших ґрунтознавців (Белова, 1999). Відповідно до цієї символіки поховані шари ґрунту позначають символами денних, які беруть у квадратні дужки. Гумусовані еолові відклади позначають як df (Крупський, 1979). М. І. Полупан та ін. (2005) пропонують позначати похований ґрунт як Fs.

Як відомо, О. Н. Соколовський називав свою класифікацію раціональною системою індексів генетичних горизонтів ґрунтів, тому в умовах лісових культурбіогеоценозів степової зони, на нашу думку, більш доречно позначати шар еолових відкладів з використанням символу eol. При похованні ґрунтів еоловим матеріалом потужністю понад 30–50 см зазвичай спостерігається диференціація еолового шару на декілька шарів. Приклад формули похованого ґрунту лісових культурбіогеоценозів степової зони України: H1eol (0–40 см) + H2eol (40–78 см) + [H] (78–100 см) + [Hp] (100–125 см) + [Ph] (125–150 см). Ще одним способом відображення наявності еолового відкладу є

формула ґрунту, яка застосовується при описуванні рекультивованих ґрунтів (1989), у вигляді

(0–40) H1eol
(40–78) H2eol
(78–100) [H] carb
(100–125) [Hp]
(125–150) [Ph]

Тут лінія над похованим горизонтом H позначає шар лісової підстилки, що відділяє похований ґрунт від еолового матеріалу. Закипання (carb) спостерігається в горизонті [H].

Назва ґрунту – чорнозем звичайний лісопокращений середньовилугований середньогумусовий середньопотужний суглинистий (середньопохований з еоловими відкладами потужністю 78 см).

3.6. Географічна й екологічна відповідність та невідповідність між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів степової зони України

О. Л. Бельгард є засновником вчення про географічну та екологічну відповідність лісу умовам місцезростання. Учений зазначає, що, говорячи про географічну відповідність та невідповідність лісу умовам місцезростання в тій чи іншій фізико-географічній зоні, мають на увазі передусім плакорні місцезростання, які найбільш повно відображають ґрунтово-кліматичні особливості домінуючої зони. Однак у межах будь-якої ботаніко-географічної зони, окрім плакорних умов, існує значна кількість інтразональних місцезростань, обумовлених причинами геоморфологічного та едафічного порядку, де лісорослинні умови можуть або покращуватися, або погіршуватися порівняно з типовим для даної зони плакором (Бельгард, 1958).

Наявність різноманітних інтразональних місцезростань зі своїми мікрокліматичними та едафічними особливостями дозволяє припускати існування в межах кожної ботаніко-географічної зони умов різних ступенів екологічної відповідності або невідповідності лісу конкретному місцезростанню. Кожний тип лісорослинних умов можна визначити з точки зору різних ступенів географічної та екологічної відповідності. Оптимальними позиціями для лісу будуть місцезростання, які суміщають географічну та явну екологічну відповідність. Навпаки, найбільш жорсткими лісорослинними умовами є місцезростання, де спостерігається єдність географічної та екологічної невідповідності (Бельгард, 1971).

На нашу думку, основні положення цього вчення О. Л. Бельгарда можна використовувати для встановлення відповідності між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів степової зони України.

Географічна відповідність між ЕҐВ та едафотопами існує за умови, якщо еоловий матеріал з моменту утворення під час пилових бур до моменту відкладання не переміщається за межі однієї фізико-географічної зони. У цьому випадку, як правило, еоловий матеріал формується з того ж типу ґрунту, на який він відкладається.

Географічну відповідність можна поділити на повну (еоловий матеріал з моменту утворення до моменту відкладання не переміщається за межі однієї фізико-географічної підзони) та відносну (еоловий матеріал утворюється в одній підзоні, а відкладається – в іншій, не виходячи, однак, за межі однієї зони).

Географічна невідповідність спостерігається за умов, якщо еоловий матеріал з моменту утворення під час пилових бур до моменту відкладання переміщається за межі однієї фізико-географічної зони. У цьому випадку еоловий матеріал формується з одного типу ґрунту, а відкладається на ґрунті іншого типу.

Географічну невідповідність також можна поділити на повну (еоловий матеріал переноситься за межі більш ніж двох фізико-географічних зон) та відносну (еоловий матеріал переноситься за межі лише однієї фізико-географічної зони).

У випадку географічної відповідності між ЕҐВ та едафотопами спостерігається їх певна подібність за морфологічними ознаками та властивостями, при географічній невідповідності – їх відмінність.

Ступінь екологічної відповідності між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів характеризується їхньою подібністю за групами властивостей, які відображають екологічні процеси та функції, що властиві відкладам та едафотопам: біологічними та біохімічними (ґрунтове дихання, ґрунтові організми, активність ферментів та ін.), фізичними (властивості твердої фази – гранулометричний склад, загальні фізичні та фізико-механічні, гідрофізичні, теплові, електрофізичні, аерофізичні та ін.) та фізико-хімічними (гумус та його особливості, ємність поглинання, сума обмінних основ, комплекс біофільних елементів, різні види кислотності та ін.).

Найбільш інформативними та комплексними показниками екологічного стану ЕҐВ та едафотопів, на нашу думку, є їх гранулометричний склад та загальний уміст гумусу. Гранулометричний склад визначає фізичні властивості ЕҐВ та едафотопів, від яких залежить водний режим ґрунтів. Дослідження водного режиму є особливо актуальним для степової зони, в умовах якої спостерігається

дефіцит вологи. Загальний уміст гумусу є важливою діагностичною ознакою біологічних та біохімічних процесів, які проходять в ґрунті, а також у значній мірі визначає їх родючість. Виходячи з цього, установлення екологічної відповідності між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів шляхом порівняння їх саме за цими показниками є найбільш виправданим.

Екологічну відповідність можна поділити на повну (відмінність ЕҐВ та едафотопів лісових культурбіогеоценозів за вмістом фізичної глини не перевищує 10 % та за вмістом гумусу – не перевищує 1,5 %) та відносну (відклади відрізняються від едафотопів за вмістом фізичної глини в межах 10–20 % та за вмістом гумусу – у межах 1,5–2,5 %).

Екологічна невідповідність також поділяється на відносну (ЕҐВ відрізняються від едафотопів лісових культурбіогеоценозів за вмістом фізичної глини в межах 20–30 % та за вмістом гумусу – у межах 2,5–3,5 %) та повну (відмінність відкладів та едафотопів за вмістом фізичної глини перевищує 30 % та за вмістом гумусу – перевищує 3,5 %).

При значній потужності ЕҐВ спостерігається його диференціація на шари. У цьому випадку для встановлення екологічної відповідності використовують середні величини вмісту фізичної глини та загального вмісту гумусу всього шару ЕҐВ.

Географічна відповідність або невідповідність між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів є доволі сталою, оскільки з часом походження еолового матеріалу не змінюється. У той же час екологічна відповідність та невідповідність поступово змінюється, наближаючись до екологічної відповідності внаслідок дії місцевих або локальних факторів ґрунтоутворення.

Важливою ознакою при встановленні екологічної відповідності є потужність ЕҐВ. Зазвичай зі збільшенням потужності відкладів збільшується ступінь екологічної невідповідності. Між географічними відповідністю та невідповідністю, з одного боку, та екологічними відповідністю та невідповідністю, з іншого боку, існує певний зв’язок: повна екологічна відповідність може спостерігатися у випадках повної та відносної географічної відповідності, відносна екологічна відповідність – при відносній географічній відповідності та при відносній географічній невідповідності, відносна екологічна невідповідність – при відносній та повній географічній невідповідності, повна екологічна невідповідність – при повній географічній невідповідності.

4. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ РІЗНОТРАВНО-ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ЧОРНОЗЕМИ ЗВИЧАЙНІ*)

Дослідження виконували в умовах Присамар'я Дніпровського, розташованого в Новомосковському р-ні Дніпропетровської обл. на 25-кілометровому II генеральному екологічному профілі Комплексної експедиції ДНУ ім. О. Гончара з дослідження лісів степової зони з 13 гідрологічними спостережними свердловинами (с. Попасне – с. Карабинівка), на 4 ключових пробних площах та 12 додаткових, що дало можливість дослідити вплив ЕҐВ різної потужності.

Дана територія відноситься до північного району степової зони України за проявом вітрової ерозії ґрунтів (Долгилевич, 1978), а також до степової північної ґрунтово-екологічної зони, степової північної недостатньо зволоженої підзони (Полупан, 2005).

4.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоцензу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів

Лісотипологічна формула лісового культурбіогеоценозу (за О. Л. Бельгардом, 1971): $\frac{СГ_1}{тін. – III}$ 7Д.зв.2К.г.1Яс.зв.

Тип лісорослинних умов – суглинок сухуватий ($СГ_1$).

Тип світлової структури – тіньовий.

Тип деревостану – 7Д.зв.2К.г.1Яс.зв., III ступінь розвитку, зімкнутість 0,8, середня висота 10 м.

Чагарниковий підлісок представлений бруслиною європейською (*Euonymus europaea* L.).

У трав'яному покриві домінує тонконіг вузьколистий (*Poa angustifolia* L.), також трапляється пирій повзучий (*Elytrigia repens* (L.) Nevski), підмаренник чіпкий (*Galium aparine* L.), фіалка дивна (*Viola mirabilis* L.).

Нижче наводиться макроморфологічна характеристика ґрунтових розрізів, закладених зі східного боку лісосмуги (пробна площа 203–С), у центрі лісосмуги (пробна площа 203–Ц) та із західного боку лісосмуги (пробна площа 203–З).

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 203–С

H_0	0–1 см	Лісова підстилка, у напіврозкладеному стані, з листя дуба та ясеня.
H_1eol	0–43 см	Еоловий, темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, супіщаний, пухкий. У верхній частині рясно корененасичений. Перехід поступовий за щільністю та корененасиченістю.
H_2eol	43–90 см	Еоловий, темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, суглинистий, ущільнений. Корененасиченість менша, ніж у попередньому горизонті. Перехід поступовий за шаром лісової підстилки у розкладеному стані на висхідному ґрунті та щільністю.
[H]	90–120 см	Гумусовий горизонт похованого ґрунту. Темно-сірий, сухуватий, грудкуватий, супіщаний, щільний, корененасичений. Перехід чіткий за щільністю та забарвленням. Закипання з 95 см.
[Hp]	120–145 см	Сірий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, щільний. Перехід поступовий за щільністю та забарвленням.
[Ph]	145–170 см	Світло-сірий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, щільний.

Ґрунт – чорнозем звичайний лісопокращений середньовилугований середньогумусовий середньопотужний суглинистий (середньопохований з еоловими відкладами потужністю 90 см).

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 203–Ц

H_0	0–2 см	Лісова підстилка у напіврозкладеному стані, з листя дуба та ясеня.
H_1eol	0–30 см	Еоловий, темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, суглинистий, пухкий, значно корененасичений. Перехід поступовий за забарвленням та щільністю.
H_2eol	30–47 см	Еоловий, сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, супіщаний, щільніший попереднього, корененасичений. Перехід чіткий за щільністю та шаром підстилки у розкладеному стані на вихідному ґрунті.
[H]	47–73 см	Гумусовий горизонт похованого ґрунту. Сірий, сухуватий, грудкуватий, супіщаний, щільний, корененасичений. Більш щільний, ніж попередній горизонт. Горизонт проникнутий дрібними корінцями трав'янистих рослин у розкладеному стані. Перехід поступовий за кольором та щільністю.
[Hp]	73–91 см	Сірий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, щільний, наявні окремі корені дерев. Перехід поступовий за

кольором. Бурхливе закипання з 75 см.

[Ph]	91–110 см	Світло-сірий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехідний горизонт похованого ґрунту. Перехід за щільністю та забарвленням.
[Pk]	110–150 см	Світло-палевий, сухуватий, суглинистий, ущільнений. Материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – чорнозем звичайний лісопокращений середньовилугований середньогумусовий середньопотужний суглинистий (мілкопохований з еоловими відкладами потужністю 47 см).

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 203–3

H_0	0–2 см	Лісова підстилка, у напіврозкладеному стані, з листя дуба та ясеня.
Heol	0–13 см	Еоловий, темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, супіщаний, пухкий, значно корененасичений. Перехід поступовий за шаром лісової підстилки у розкладеному стані на висхідному ґрунті.
[H_1]	13–22 см	Гумусовий горизонт похованого ґрунту. Темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, супіщаний, пухкий, значно корененасичений. Перехід чіткий за щільністю.
[H_2]	22–57 см	Темно-сірий, вологуватий, дрібногрудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехід поступовий за щільністю, забарвленням та ступенем корененасиченості.
[Hp]	57–81 см	Сірий, сухуватий, дрібногрудкуватий, суглинистий, комкуватий, ущільнений. Корененасиченість менша, ніж у попередньому горизонті. Перехід поступовий за щільністю та забарвленням.
[Ph]	81–101 см	Світло-сірий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, щільний. Наявні окремі корені дерев. Перехід поступовий за забарвленням. Бурхливе закипання з 85 см.
[Pk]	101–150 см	Світлий, сухуватий, грудкуватий, суглинистий, щільний, наявні включення білозірки. Материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – чорнозем звичайний лісопокращений середньовилугований середньогумусовий середньопотужний суглинистий (з мілким наносом еолового матеріалу потужністю 13 см).

Для контролю на відстані 50 м на захід від лісосмуги на пшеничному полі було закладено пробну площу 202 із ґрунтовим розрізом.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 202

Hop	0–40 см	Перегнійно-акумулятивний, орний, темно-сірий, сухий,

		зернистої структури, суглинистий, пухкий, корененасичений. Перехід за щільністю та забарвленням.
H	40–60 см	Гумусовий, темно-сірий, сухий, зернистої структури, суглинистий, ущільнений, менш корененасичений порівняно з попереднім. Перехід за забарвленням.
HP	60–95 см	Перехідний, гумусований, світло-сірий з палевим відтінком, свіжуватий, зернисто-грудкуватої структури, суглинистий, щільний. Перехід за забарвленням. Закипання з 75 см.
Pk	95–120 см	Ґрунтоутворююча порода – лесоподібний суглинок з включеннями у формі псевдоміцелію.

Ґрунт – чорнозем звичайний середньовилугований середньогумусовий середньосуглинистий на лесоподібних суглинках з ознаками слабкої делювіальності.

4.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Фізичні властивості ґрунтів у степу відіграють важливе лісорослинне значення і часто виступають як вирішальний екологічний фактор, від якого залежить успіх або невдача у степовому лісорозведенні (Бельгард, 1971; Олег, 1997). Ці властивості ґрунту, завдяки існуванню взаємозв'язків між фізичними та іншими властивостями і процесами, що характеризують ґрунт, відображають стан усього біогеоценозу і можуть використовуватися як інтегральний екологічний показник стану ґрунтів (Травлеев, 1979; Карпачевский, 1990; Schoenholtz et al., 2000; Медведев, 2004, 2011, 2015; Горбань, 2006). Фізичні властивості мають значний вплив на формування водного режиму ґрунту та забезпечення вологою рослин, тому їх дослідження в посушливій степовій зоні України набуває особливої актуальності.

Фізичні властивості ґрунтів можна поділити на властивості твердої фази (включаючи фізико-механічні властивості), гідрофізичні, теплофізичні та інші, які, у свою чергу, поділяються на окремі фізичні властивості (Вадюнина, 1986; Горбань, 2006). Саме в такій послідовності розглядаються фізичні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу.

Поверхневий шар ЕҐВ H_1eol пробної площі 203–С характеризується супіщаним гранулометричним складом, а шар H_2eol – середньосуглинистим (табл. 4.2.1), що можна пояснити вимиванням глинистих часток з поверхневого шару в нижній. Збагачення нижнього шару ЕҐВ фізичною глиною відбувається також за рахунок похованого

гумусового горизонту, разом з висхідними потоками ґрунтової вологи. Гумусовий горизонт [Н] похованого чорнозему звичайного відрізняється супіщаним гранулометричним складом, що пояснюється надходженням фізичного піску з нижнього шару ЕҐВ. Зменшення вмісту фізичної глини у горизонті [Н] пояснюється також її вимиванням у нижні горизонти.

Величина щільності скелету ЕҐВ та похованих ґрунтів пробної площі 203–С збільшується з глибиною (табл. 4.2.1), що зумовлено тиском поверхневих шарів ґрунту на нижні (Качинский, 1965; Воронин, 1986). Розподіл величин щільності твердої фази залежить від мінералогічного складу ЕҐВ та похованих ґрунтів. Максимальна величина (2,44 г/см^3) спостерігається в перехідному горизонті похованого ґрунту [Нр], а мінімальна (2,17 г/см^3) – у нижньому шарі ЕҐВ H_2eol. Величина загальної пористості зменшується з глибиною, так само як і величина щільності скелету.

Для ЕҐВ пробної площі 203–Ц виявлено міграцію фізичного піску з поверхневого шару H_1eol у нижній шар H_2eol та похований гумусовий горизонт [Н], які відрізняються супіщаним гранулометричним складом (табл. 4.2.1). Збагачення верхнього шару ЕҐВ фізичною глиною відбувається за рахунок похованого гумусового горизонту, що стає можливим при зменшенні потужності еолових відкладів.

Величина щільності скелету з глибиною поступово збільшується, що є характерним для степових ґрунтів. Максимальна величина щільності твердої фази (2,39 г/см^3) спостерігається в нижньому шарі ЕҐВ H_2eol, мінімальна (2,22 г/см^3) – у поверхневому шарі H_1eol, що пояснюється сепарацією ґрунтових часток при їх відкладанні поблизу механічної перешкоди, якою є полезахисна лісосмуга. При цьому важчі частки відкладаються ближче і раніше порівняно з легшими ґрунтовими частками (Высоцкий, 1962). Величина загальної пористості поступово зменшується з глибиною.

ЕҐВ пробної площі 203–З характеризуються супіщаним гранулометричним складом (табл. 4.2.1). Спостерігається збагачення гумусового горизонту [H_1] похованого чорнозему звичайного фізичним піском за рахунок еолових відкладів.

Величина щільності скелету поступово збільшується з глибиною. Максимальна величина щільності твердої фази (2,41 г/см^3) спостерігається в перехідному горизонті [Нр] похованого ґрунту, а мінімальна (2,17 г/см^3) – у шарі ЕҐВ Heol. Величина загальної пористості поступово зменшується з глибиною.

Таблиця 4.2.1

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості ЕҐВ
та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Пробна площа 203–С					
H_1eol	14,79	Супісок	1,03	2,30	55,3
H_2eol	31,37	Суглинок середній	1,17	2,17	46,0
[H]	15,46	Супісок	1,36	2,35	42,2
[Hp]	32,01	Суглинок середній	1,53	2,44	37,2
[Ph]	30,20	Суглинок середній	1,55	2,30	32,6
Пробна площа 203–Ц					
H_1eol	21,63	Суглинок легкий	1,16	2,22	47,9
H_2eol	17,61	Супісок	1,26	2,39	47,4
[H]	15,11	Супісок	1,31	2,27	42,4
[Hp]	30,29	Суглинок середній	1,36	2,27	40,0
[Ph]	31,92	Суглинок середній	1,30	2,25	42,3
Пробна площа 203–З					
Heol	16,15	Супісок	1,14	2,17	47,6
[H_1]	15,69	Супісок	1,24	2,22	44,3
[H_2]	23,99	Суглинок легкий	1,30	2,22	41,4
[Hp]	24,36	Суглинок легкий	1,44	2,41	40,4
[Ph]	24,75	Суглинок легкий	1,48	2,27	34,9
[Pk]	25,91	Суглинок легкий	1,43	2,20	35,0

При статистичній обробці отриманих результатів дослідження гранулометричного складу похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної

потужності (α = 0,05). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера (α = 0,05). Це свідчить, що відкладання еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах звичайних за гранулометричним складом.

Використання однофакторного дисперсійного аналізу виявило відмінність похованих ґрунтів з ЕҐВ різної потужності за гранулометричним складом (α = 0,05). Сила впливу ЕҐВ різної потужності становить 58 %.

При дослідженні фізико-механічних властивостей ґрунтів аналізуються елементарні види деформації або такі особливості ґрунтів, які характеризують умови проходження цих деформацій (Бахтин, 1969; Олег, 1996; Теории .., 2007). За допомогою встановлення фізико-механічних властивостей ґрунтів можна скласти уявлення про ступінь придатності ґрунтів для росту рослин, зокрема про їх лісорослинні та лісовідновні властивості, оскільки вони характеризують фізичні умови зростання і розвитку кореневих систем рослин та інші особливості ґрунтів як субстратів.

Фізико-механічні властивості в значній мірі визначаються гранулометричним складом, при цьому зазвичай зі збільшенням вмісту фізичної глини величини фізико-механічних властивостей збільшуються. Також значний вплив на ці властивості має вміст у ґрунті органічних речовин.

За фізико-механічними властивостями поверхневий шар H_1eol ЕҐВ пробної площі 203–С є сприятливим для росту деревостану. Нижній шар H_2eol створює механічну перешкоду для розповсюдження кореневої системи фітоценозу внаслідок збільшених величин липкості, зв'язності та опірності до здавлювання порівняно з верхнім шаром еолових відкладів та похованим гумусовим горизонтом (табл. 4.2.2), що можна пояснити збільшеним вмістом у цьому шарі фізичної глини.

Поверхневий шар H_1eol ЕҐВ пробної площі 203–Ц характеризується гіршим механічним станом порівняно з нижнім шаром H_2eol та похованим гумусовим горизонтом [Н], що пояснюється його більш важким гранулометричним складом.

ЕҐВ Heol та похований гумусовий горизонт [Н] пробної площі 203–З відрізняються покращеними фізико-механічними властивостями порівняно з горизонтами, що знаходяться нижче. Це зумовлює оптимальні умови для розвитку вторинної кореневої системи дерев, що часто спостерігається після їх засипання ЕҐВ значної потужності (Можейко, 1974).

Таблиця 4.2.2

Фізико-механічні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв'язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Пробна площа 203–С			
H_1eol	455	13,3	653
H_2eol	487	18,7	793
[H]	455	15,9	684
[Hp]	493	19,3	768
[Ph]	425	14,1	770
Пробна площа 203–Ц			
H_1eol	400	19,8	743
H_2eol	355	13,2	658
[H]	365	14,9	705
[Hp]	495	19,1	793
[Ph]	390	13,2	720
Пробна площа 203–З			
Heol	330	14,6	602
[H_1]	398	15,2	654
[H_2]	425	16,9	643
[Hp]	405	17,2	670
[Ph]	415	16,4	695
[Pk]	463	19,2	705

Водно-фізичними властивостями ґрунту називають сукупність властивостей, які визначають поведінку ґрунтової води в його товщі (Назаренко, 2004).

Дослідження польової вологи ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних пробної площі 203–С виявили, що її максимальний уміст характерний для еолово-ґрунтового матеріалу (рис. 4.2.1). Запаси польової вологи в поверхневому метровому шарі ґрунту становлять 289 мм, при цьому 92 % цієї вологи міститься в ЕҐВ.

ЕҐВ пробної площі 203–Ц також характеризуються більшим умістом польової вологи порівняно з похованим ґрунтом (рис. 4.2.2). Запаси польової вологи в поверхневому метровому шарі ґрунту становлять 342 мм, при цьому 56 % цієї вологи міститься в ЕҐВ.

Еолово-ґрунтовий шар пробної площі 203–З характеризується підвищеним умістом польової вологи порівняно з похованим ґрунтом (рис. 4.2.3). Запаси польової вологи в поверхневому метровому шарі ґрунту становлять 238 мм, при цьому 18 % цієї вологи міститься в ЕҐВ.

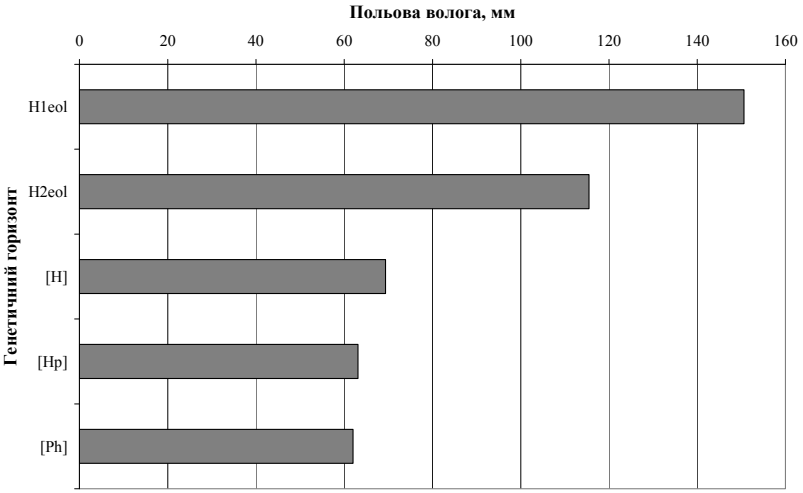


Рис. 4.2.1. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–С (жовтень 2008 р.)

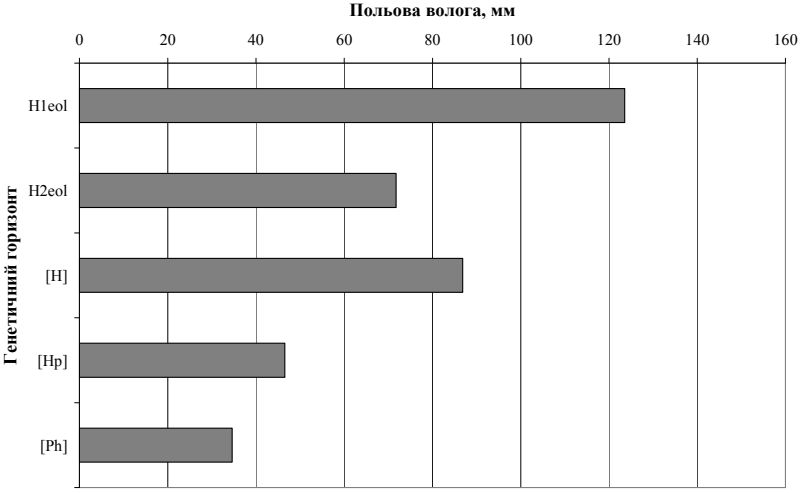


Рис.4.2.2. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–Ц (жовтень 2008 р.)

Таким чином, зі збільшенням потужності ЕҐВ запаси польової вологи в них також збільшуються.

Величина максимальної гігроскопічної вологи (МГВ) ЕҐВ пробної площі 203–С залежить від їх гранулометричного складу (табл. 4.2.3). МГВ визначає запас вологи в ґрунті, який є недоступним для використання рослинами – вологість в'янення. Величини вологості в'янення ЕҐВ та похованого гумусового горизонту становлять 10,16–10,94 %. Величини польової вологоємності цих горизонтів зумовлюють формування значних запасів продуктивної вологи, яка відображається величиною діапазону активної вологи (ДАВ). У цілому ДАВ ЕҐВ та похованих ґрунтів становить 73–79 % від польової вологоємності, що свідчить про їх сприятливі лісорослинні властивості. Підвищені величини водопроникності ЕҐВ, порівняно з горизонтами похованого ґрунту, сприяють переведенню поверхневого стоку на глибинний, що зумовлює створення додаткових запасів продуктивної вологи в ґрунті. ЕҐВ також відрізняються збільшеними величинами водопідйомної здатності порівняно з похованими горизонтами.

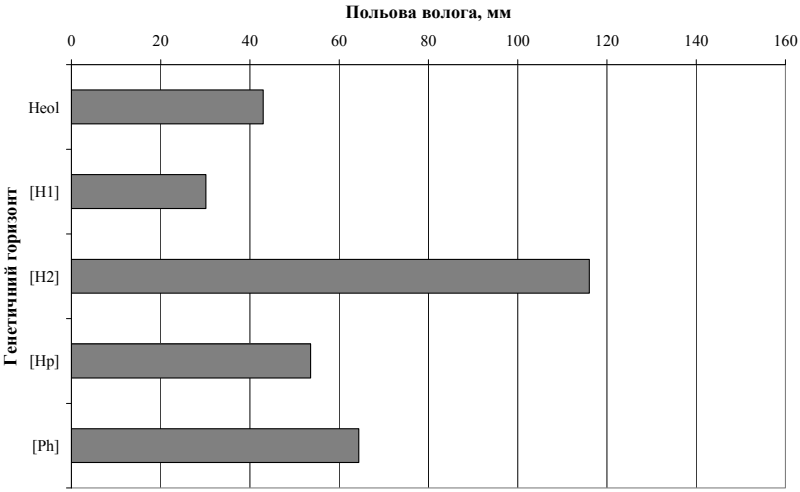


Рис. 4.2.3. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–З (жовтень 2008 р.)

ЕҐВ пробної площі 203–Ц характеризуються зменшеними величинами МГВ порівняно з похованим гумусовим горизонтом, що зумовлює формування в цих утвореннях збільшених запасів продуктивної вологи, яка в поверхневому шарі H_1eol досягає величини 32,5 %. ДАВ ЕҐВ та похованих ґрунтів становить 73–76 % від польової вологоємності. Поверхневий шар відрізняється збільшеною величиною водопроникності порівняно з

горизонтами, що знаходяться нижче. Також для цього шару характерна збільшена водопідйомна здатність порівняно з іншими горизонтами.

Таблиця 4.2.3

Водно-фізичні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова вологоємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Пробна площа 203–С						
H_1eol	6,77	10,16	46,4	36,2	1,52	1,93
H_2eol	7,29	10,94	50,5	39,8	1,78	2,07
[H]	7,22	10,82	39,3	28,5	1,04	1,68
[Hp]	6,19	9,28	40,5	31,2	0,91	1,68
[Ph]	5,70	8,55	33,8	25,2	0,95	1,72
Пробна площа 203–Ц						
H_1eol	6,84	10,26	42,8	32,5	0,78	1,23
H_2eol	6,19	9,28	34,2	24,9	0,76	1,07
[H]	7,29	10,94	40,2	29,3	0,73	1,12
[Hp]	6,25	9,38	38,6	29,3	0,89	1,10
[Ph]	5,70	8,55	33,3	24,7	1,01	1,35
Пробна площа 203–З						
Heol	7,14	10,71	43,4	32,7	0,90	1,85
[H_1]	6,81	10,21	39,4	29,2	1,08	1,78
[H_2]	6,74	10,10	43,4	33,3	0,91	1,18
[Hp]	6,81	10,21	39,6	29,4	0,82	1,50
[Ph]	6,00	9,00	40,0	31,0	0,97	1,65
[Pk]	5,70	8,55	37,3	28,7	1,02	1,56

Максимальну величину МГВ виявлено в еоловому відкладі пробної площі 203–З, з глибиною її величина зменшується. Незважаючи на це, у цьому шарі формуються значні запаси продуктивної вологи (32,7 %), що зумовлено збільшеною величиною польової вологоємності. ДАВ ЕҐВ та похованих ґрунтів становить 74–78 % від польової вологоємності. ЕҐВ відрізняються зменшеною величиною водопроникності порівняно з похованим гумусовим горизонтом [H_1], однак така величина водопроникності не є критичною, тобто глибинний стік за цих умов переважає над поверхневим. Шар еолового відкладу та похований гумусовий горизонт відрізняються збільшеними величинами водопідйомної здатності порівняно з іншими горизонтами.

Таким чином, ЕҐВ та гумусовий горизонт похованих чорноземів звичайних лісових культурбіогеоценозів характеризуються сприятливими

водно-фізичними властивостями, які зумовлюють накопичення в ґрунті запасів продуктивної вологи. Збільшені величини водопроникності та водопідйомної здатності ЕҐВ та похованого гумусового горизонту сприяють інтенсивному вологообміну між цими горизонтами, разом з яким відбувається переміщення гранулометричних фракцій, мінералів та інших речовин. Все це забезпечує формування з часом певної гомогенізації між ЕҐВ та похованим гумусовим горизонтом.

Теплофізичні властивості ґрунту відображають особливості його теплового режиму.

Як відомо, теплофізичні властивості найбільше залежать від гранулометричного складу ґрунту та вмісту в ньому органічних речовин (Нерпин, 1967; Горбань, 2006, 2007; Теории .., 2007).

ЕҐВ пробної площі 203–С відрізняються збільшеними величинами теплофізичних властивостей порівняно з горизонтами похованого ґрунту (табл. 4.2.4). Особливо це характерно для нижнього шару H_2eol, що зумовлено його більш важким гранулометричним складом. Похований гумусовий горизонт [Н] відрізняється мінімальними величинами теплофізичних властивостей.

Таблиця 4.2.4

Теплофізичні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Пробна площа 203–С			
H_1eol	2,249	1,141	0,257
H_2eol	2,298	1,169	0,269
[Н]	2,070	1,163	0,241
[Нр]	2,699	1,269	0,342
[Рh]	2,635	1,200	0,316
Пробна площа 203–Ц			
H_1eol	2,388	1,163	0,278
H_2eol	2,514	1,175	0,295
[Н]	2,475	1,216	0,301
[Нр]	2,303	1,203	0,277
[Рh]	2,370	1,143	0,271
Пробна площа 203–З			
Heol	2,222	1,073	0,239
[H_1]	2,121	1,083	0,230
[H_2]	2,022	1,120	0,226
[Нр]	2,203	1,159	0,255
[Рh]	2,202	1,202	0,265
[Рk]	2,246	1,225	0,275

Для ЕҐВ та похованого гумусового горизонту пробної площі 203–Ц характерним є зменшення різниці за величинами теплофізичних властивостей порівняно з пробною площею 203–С, що зумовлено меншою потужністю ЕҐВ.

Мінімальна різниця за теплофізичними властивостями між ЕҐВ та похованим гумусовим горизонтом характерна для пробної площі 203–З, яка також відрізняється мінімальною потужністю шару еолового відкладу.

Таким чином, зі збільшенням потужності ЕҐВ збільшується різниця між ними та похованими ґрунтами за величинами теплофізичних властивостей.

Розглянемо особливості фізичних властивостей чорноземів звичайних (на прикладі пробної площі 202) та порівняємо їх із фізичними властивостями чорноземів звичайних з наявними ЕҐВ (на прикладі пробної площі 203–Ц).

Гранулометричний склад чорноземів звичайних, на відміну від похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу, майже однаковий в усіх генетичних горизонтах (табл. 4.2.5). При цьому чорноземи звичайні характеризуються середньосуглинистим гранулометричним складом, тобто містять більше фізичної глини порівняно з похованими чорноземами звичайними лісового культурбіогеоценозу. Полегшення гранулометричного складу похованих чорноземів звичайних пов'язане із впливом ЕҐВ, що були принесені, які характеризуються супіщаним гранулометричним складом.

Таблиця 4.2.5

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Нор	35,91	Суглинок середній	1,33	2,45	45,7
Н	39,15	Суглинок середній	1,40	2,42	42,2
НР	34,73	Суглинок середній	1,54	2,61	41,0
Рк	36,08	Суглинок середній	1,58	2,57	38,5

Внаслідок більш важкого гранулометричного складу зональні чорноземи звичайні характеризуються більшою щільністю скелету порівняно з ЕҐВ та похованими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу. Це зумовлює зменшену величину загальної пористості чорноземів звичайних, однак її величина (45,7 %) свідчить про їх сприятливий повітряно-водний режим.

Чорноземи звичайні відрізняються збільшеними величинами фізико-механічних властивостей порівняно з ЕҐВ та похованими ґрунтами (табл. 4.2.6), що зумовлено їх більш важким гранулометричним складом.

Таблиця 4.2.6

Фізико-механічні властивості чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв'язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Нор	391	18,9	768
Н	429	19,7	795
НР	363	17,2	692
Рк	387	18,5	723

Результати дослідження вмісту польової вологи в жовтні 2009 р. у чорноземах звичайних показано на рис. 4.2.4, в ЕҐВ та похованих ґрунтах – на рис. 4.2.5. Виявлено, що чорноземи звичайні внаслідок їх більш важкого гранулометричного складу характеризуються більшим вмістом польової вологи в поверхневому метровому ґрунтовому шарі (248 мм) порівняно з похованими чорноземами звичайними (220 мм).

Чорноземи звичайні відрізняються збільшеними запасами недоступної вологи (вологи в'янення) порівняно з ЕҐВ та похованими ґрунтами (табл. 4.2.7), що зумовлено їх більш важким гранулометричним складом. При цьому більші величини польової вологоємності характерні для відкладів та похованих ґрунтів. Це, а також збільшені величини водопроникності зумовлює наявність в ЕҐВ та похованих ґрунтах збільшених запасів продуктивної вологи (367 мм у поверхневому метровому шарі) порівняно з чорноземами звичайними (206 мм у поверхневому метровому шарі). ДАВ чорноземів звичайних становить 43–62 % від польової вологоємності, а ДАВ похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу – 73–76 %.

Чорноземи звичайні відрізняються від ЕҐВ та похованих ґрунтів лісового культурбіогеоценозу збільшеними величинами теплофізичних властивостей (табл. 4.2.8), що зумовлено їх більш важким гранулометричним складом.

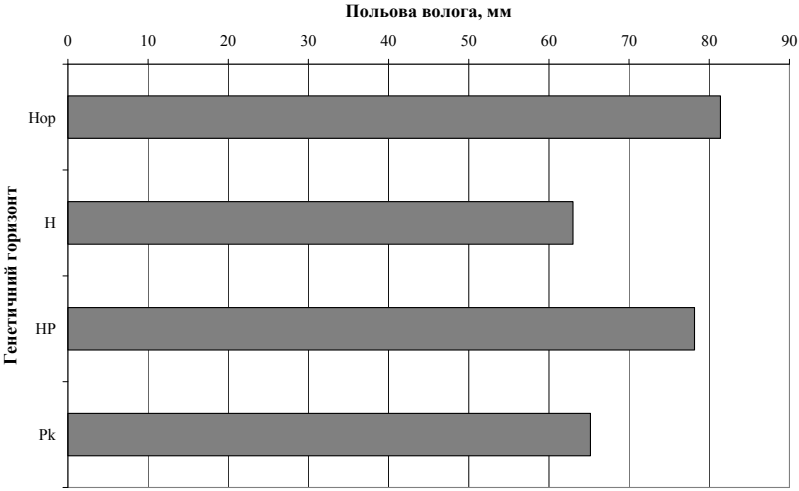


Рис. 4.2.4. Уміст польової вологи в чорноземах звичайних пробної площі 202 (жовтень 2009 р.)

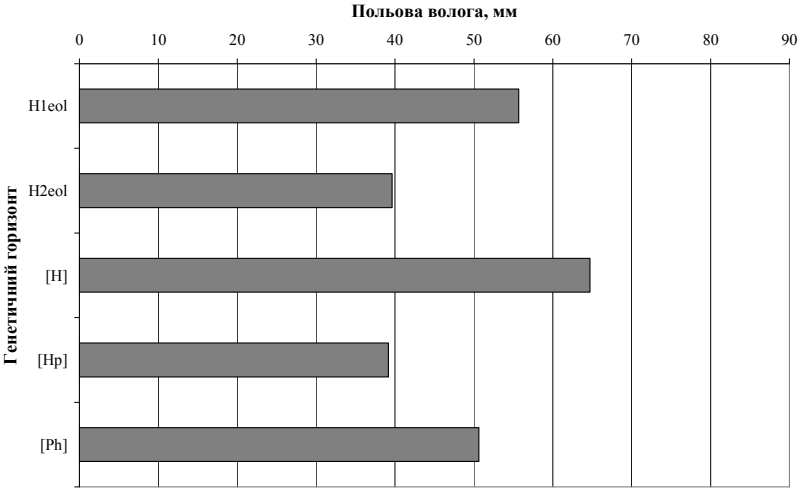


Рис. 4.2.5. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–Ц (жовтень 2009 р.)

Таблиця 4.2.7

Водно-фізичні властивості чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова волого-ємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Нор	9,16	13,7	24,1	10,4	1,32	1,63
Н	9,34	14,0	25,9	11,9	1,91	1,79
НР	8,39	12,3	28,0	15,7	2,62	1,91
Рк	8,45	12,7	33,2	20,5	3,41	2,05

Таблиця 4.2.8

Теплофізичні властивості чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Нор	3,990	1,512	0,603
Н	4,916	1,357	0,667
НР	4,172	1,221	0,509
Рк	4,546	1,297	0,589

Таким чином, результати досліджень фізичних властивостей ЕҐВ свідчать про їх великий вплив на формування фізичних властивостей похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу. При цьому спостерігається гетерогенність між еоловими відкладами та похованими ґрунтами за гранулометричним складом, щільністю скелету, водно-фізичними та теплофізичними властивостями. У цілому як ЕҐВ, так і похованим чорноземам звичайним лісового культурбіогеоценозу притаманні сприятливі фізичні властивості.

4.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Хімічні властивості ґрунтів визначаються процесами, які відбуваються переважно між їх твердою та рідкою фазами.

У хімічному відношенні ґрунт характеризується загальним вмістом гумусу та його груповим складом, фізико-хімічними властивостями (ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність, насиченість основами) та вмістом водорозчинних форм хімічних елементів.

Як відомо, ґрунти природних та штучних лісових насаджень у степу характеризуються, за С. В. Зонном (1964), гуматним типом обміну (Соловьев, 1967; Травлеев, 1972, 1977; Тупика, 1973; Белова, 1999; Дегтярьов, 2011). Дослідження вмісту та групового складу гумусу чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ

різної потужності (табл. 4.3.1) показали, що цим специфічним утворенням також притаманний гуматний тип обміну.

Відкладання еолово-ґрунтового матеріалу значної потужності (90 см) на чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–С зумовлює зменшення вмісту гумусу в похованому гумусовому горизонті (табл. 4.3.1), що пов'язано з його мінералізацією та відсутністю в цьому горизонті інтенсивних процесів гуміфікації органічної речовини. У цілому вміст гумусу з глибиною поступово зменшується, що є характерним для степового типу ґрунтоутворення. У груповому складі гумусу з глибиною спостерігається зменшення вмісту гумінових кислот та залишку, що не розклався. Уміст фульвокислот, навпаки, з глибиною збільшується (рис. 4.3.1).

Таблиця 4.3.1

Уміст та особливості гумусу в ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$C_{гк}/C_{фк}$
Пробна площа 203–С						
H_1eol	5,69	3,30	0,78	0,37	2,15	2,11
H_2eol	4,66	2,70	0,68	0,33	1,69	2,06
[H]	4,24	2,46	0,54	0,33	1,59	1,64
[Hp]	3,52	2,04	0,40	0,34	1,30	1,18
[Ph]	3,10	1,80	0,29	0,41	1,10	0,71
Пробна площа 203–Ц						
H_1eol	3,62	2,10	0,50	0,26	1,34	1,92
H_2eol	5,86	3,40	0,94	0,41	2,05	2,29
[H]	6,21	3,60	0,99	0,42	2,19	2,36
[Hp]	3,62	2,10	0,41	0,36	1,33	1,14
[Ph]	2,69	1,56	0,23	0,34	0,99	0,68
Пробна площа 203–З						
Heol	5,59	3,24	0,74	0,37	2,13	2,00
[H_1]	6,21	3,60	0,91	0,38	2,31	2,39
[H_2]	4,97	2,88	0,67	0,40	1,81	1,68
[Hp]	4,24	2,46	0,55	0,36	1,55	1,53
[Ph]	1,03	0,60	0,12	0,12	0,36	1,00
[Pk]	0,52	0,30	0,04	0,07	0,19	0,57

В ЕҐВ меншої потужності (47 см) на чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–Ц спостерігається збільшення

вмісту гумусу з глибиною (табл. 4.3.1). Це можна пояснити збагаченням гумусом нижнього шару ЕҐВ H_2eol за рахунок надходження його з похованого гумусового горизонту [Н], де виявлено найбільший уміст гумусу. У похованому гумусовому горизонті також спостерігається максимальний уміст гумінових кислот та мінімальний уміст фульвокислот (рис. 4.3.2). Таким чином, у цих умовах вплив ЕҐВ на поховані ґрунти проявляється за певної консервації гумусу, що в них міститься.

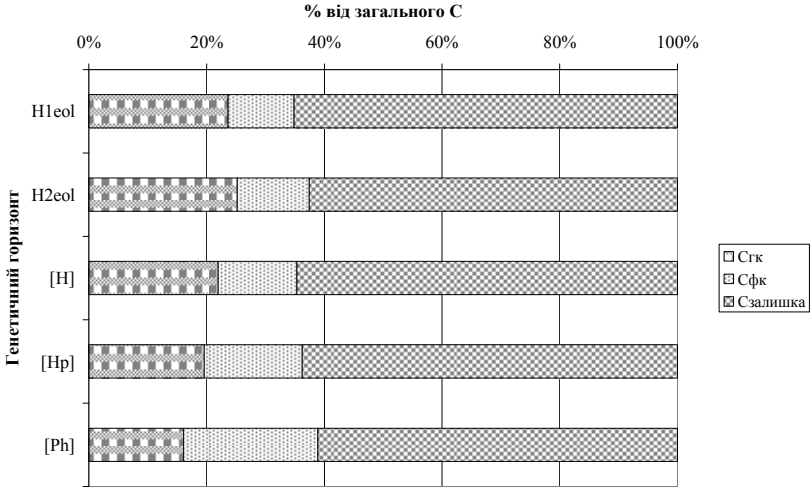


Рис. 4.3.1. Груповий склад гумусу ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–С

Уміст гумусу в ЕҐВ незначної потужності (13 см) пробної площі 203–З є меншим за вміст гумусу в похованому гумусовому горизонті, у якому виявлено його максимальний уміст (табл. 4.3.1). Це свідчить про наявний у похованому гумусовому горизонті процес гуміфікації органічних речовин, які надходять з поверхні ЕҐВ внаслідок його незначної потужності. Підтвердженням цього є максимальний уміст у горизонті [H_1] вмісту гумінових кислот (рис. 4.3.3).

При статистичній обробці отриманих даних за вмістом гумусу в похованих ґрунтах з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності ($\alpha = 0{,}05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера ($\alpha = 0{,}05$). Це свідчить, що відкладання

еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах звичайних за вмістом гумусу.

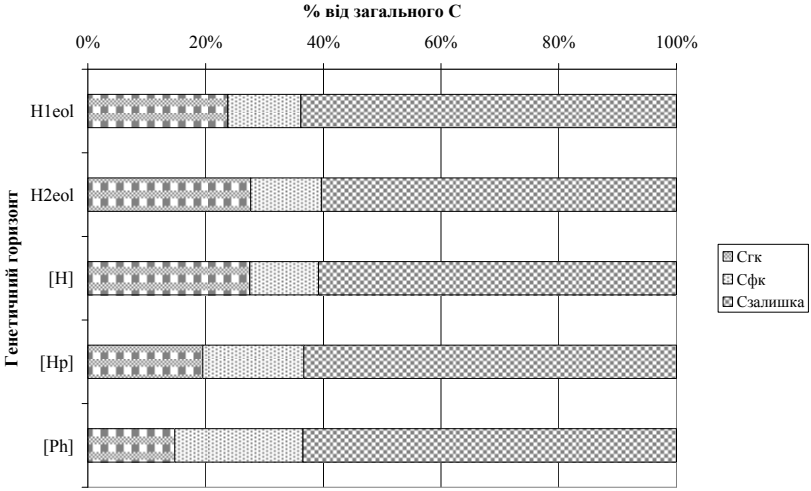


Рис. 4.3.2. Груповий склад гумусу ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–Ц

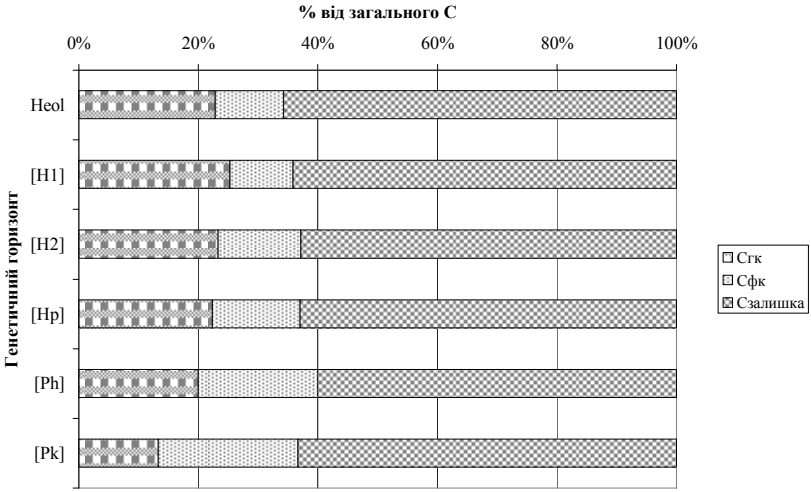


Рис. 4.3.3. Груповий склад гумусу ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу пробної площі 203–З

Використання однофакторного дисперсійного аналізу виявило відмінність похованих ґрунтів з ЕҐВ різної потужності за вмістом гумусу ($\alpha = 0,05$). Сила впливу ЕҐВ різної потужності становить 54 %.

Результати дослідження фізико-хімічних властивостей чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ наведено в табл. 4.3.2.

Поверхневий шар ЕҐВ H_1eol пробної площі 203–С відрізняється від інших горизонтів зменшеною величиною ємності поглинання (табл. 4.3.2), що пояснюється його більш легким гранулометричним складом. В ЕҐВ та похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу пробних площ 203–Ц та 203–З збільшені величини ємності поглинання характерні для верхніх горизонтів, з глибиною її величина поступово зменшується. Серед обмінних катіонів в еолових відкладах та похованих ґрунтах значно переважає Ca^{2+}, на другому місці – Mg^{2+}, що свідчить про насиченість ґрунтово-поглинального комплексу (ҐПК) двовалентними катіонами. Досліджені ЕҐВ та поховані чорноземи звичайні відрізняються високим ступенем насиченості (94,7–97,8 %).

Як відомо, водорозчинні сполуки, що містяться в ґрунті, відіграють важливу екологічну роль, насамперед у постачанні рослинам елементів живлення. Також від умісту водорозчинних солей залежать певні властивості ґрунту, зокрема наявність значної кількості одновалентних катіонів (Na^+ та K^+) спричиняє руйнування ґрунтової структури і, як наслідок, зміну фізичних властивостей.

Результати аналізу водної витяжки ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу (табл. 4.3.3) свідчать про відсутність процесів засолення. Серед аніонів переважають Cl^- та SO_4^{2-}, серед катіонів – Ca^{2+} та Mg^{2+}. pH водної витяжки є нейтральним та слабколужним.

Розглянемо особливості хімічних властивостей чорноземів звичайних (на прикладі пробної площі 202) та порівняємо їх з хімічними властивостями похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу (на прикладі пробної площі 203–Ц).

Поверхневі горизонти Нор та Н пробної площі 202 (табл. 4.3.4) відрізняються максимальними величинами вмісту загального гумусу (3,62 та 3,41 % відповідно). З глибиною спостерігається поступове зменшення вмісту гумусу з мінімальним його значенням у нижньому горизонті Pk. Максимальна величина співвідношення Сгк до Сфк (2,19) спостерігається в гумусовому горизонті Н.

Зменшення величини Сгк/Сфк у верхньому горизонті Нор (рис. 4.3.4) зумовлено його інтенсивним сільськогосподарським використанням. У цілому поховані чорноземи звичайні характеризуються більшим умістом загального гумусу та більш високими значеннями Сгк/Сфк, що свідчить про їх високу потенційну родючість.

Таблиця 4.3.2

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Пробна площа 203–С								
H_1eol	34,7	29,8	1,9	0,25	0,93	32,9	1,83	94,7
H_2eol	39,1	32,6	3,7	0,11	0,87	37,3	1,81	95,4
[H]	37,5	33,6	1,9	0,13	1,06	36,7	0,83	97,8
[Hp]	38,5	34,5	2,0	0,17	0,95	37,6	0,91	97,6
[Ph]	39,5	35,1	2,3	0,23	1,02	38,7	0,86	97,8
Пробна площа 203–Ц								
H_1eol	36,0	31,68	2,88	0,26	0,26	35,1	0,91	97,5
H_2eol	35,5	31,15	2,80	0,31	0,25	34,5	0,98	97,2
[H]	35,2	27,84	5,76	0,32	0,28	34,2	1,03	97,1
[Hp]	33,2	28,80	2,88	0,20	0,59	32,5	0,73	97,8
[Ph]	25,3	23,04	0,96	0,11	0,61	24,7	0,48	98,1
Пробна площа 203–З								
Heol	35,1	30,20	3,15	0,21	0,87	34,4	0,67	98,1
[H_1]	30,9	25,33	4,08	0,23	0,71	30,4	0,51	98,3
[H_2]	29,9	23,04	5,74	0,26	0,54	29,6	0,33	98,9
[Hp]	28,1	24,40	2,88	0,21	0,33	27,8	0,26	98,9
[Ph]	25,3	17,68	6,72	0,23	0,33	24,9	0,36	98,7
[Pk]	24,2	19,32	4,12	0,19	0,27	23,9	0,29	98,8

Таблиця 4.3.3

Показники аналізу водної витяжки ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
Пробна площа 203–С									
H_1eol	0,14	0,17	0,13	0,29	0,37	0,13	0,14	0,07	7,0
H_2eol	0,10	0,12	0,12	0,22	0,37	0,14	0,07	0,05	7,0
[H]	0,13	0,25	0,28	0,31	0,61	0,13	0,11	0,03	7,1
[Hp]	0,14	0,20	0,32	0,21	0,50	0,27	0,13	0,01	7,0
[Ph]	0,12	0,11	0,23	0,17	0,22	0,20	0,14	0,04	7,1
Пробна площа 203–Ц									
H_1eol	0,12	0,11	0,35	0,19	0,48	0,23	0,11	0,09	7,0
H_2eol	0,08	0,13	0,18	0,25	0,51	0,12	0,10	0,07	7,1
[H]	0,11	0,09	0,25	0,23	0,45	0,20	0,09	0,09	7,0
[Hp]	0,13	0,27	0,29	0,24	0,31	0,19	0,12	0,06	7,1
[Ph]	0,17	0,14	0,27	0,22	0,46	0,16	0,10	0,07	7,1
Пробна площа 203–З									
Heol	0,15	0,14	0,15	0,23	0,21	0,09	0,13	0,09	7,0
[H_1]	0,11	0,14	0,25	0,27	0,35	0,15	0,08	0,02	6,9
[H_2]	0,12	0,11	0,12	0,34	0,17	0,24	0,06	0,01	7,3
[Hp]	0,17	0,12	0,10	0,22	0,17	0,11	0,15	0,02	7,3
[Ph]	0,16	0,11	0,12	0,31	0,41	0,09	0,14	0,01	7,4
[Pk]	0,19	0,13	0,20	0,21	0,45	0,17	0,17	0,01	7,3

Таблиця 4.3.4

Уміст та особливості гумусу зональних чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$С_{гк}/С_{фк}$
Нор	3,62	2,10	0,52	0,28	1,30	1,86
Н	3,41	1,98	0,59	0,27	1,12	2,19
НР	1,86	1,08	0,32	0,15	0,61	2,13
Рк	1,45	0,84	0,14	0,21	0,49	0,67

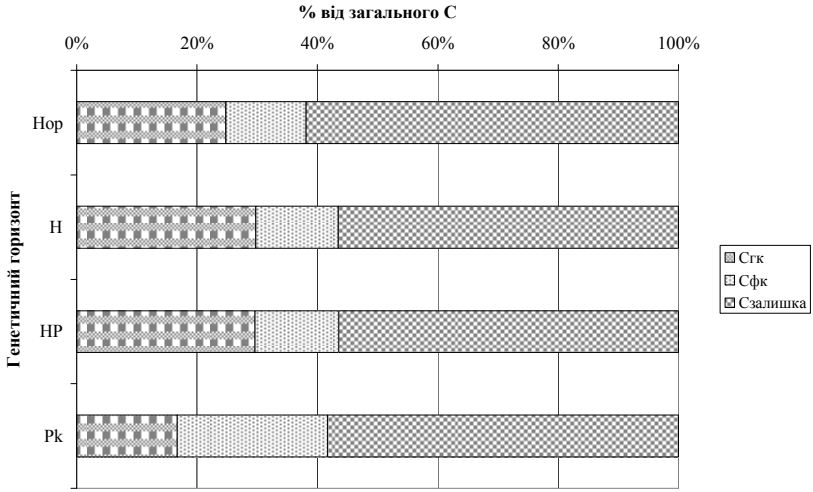


Рис. 4.3.4. Груповий склад гумусу зональних чорноземів звичайних пробної площі 202

Для порівняння вмісту гумусу в похованих чорноземах звичайних лісового культурбіогеоценозу та зональних ґрунтах було обчислено його загальні запаси у верхній метровій товщі ґрунту. Виявлено, що в ЕҐВ потужністю 90 см та похованому ґрунті (пробна площа 203–С) міститься 566 т/га гумусу. Відклади еолового матеріалу потужністю 47 см та похований ґрунт (пробна площа 203–Ц) характеризуються вмістом гумусу 583 т/га. В ЕҐВ потужністю 13 см та похованому ґрунті (пробна площа 203–З) міститься 429 т/га гумусу. Зональні чорноземи звичайні пробної площі 202 містять 400 т/га гумусу. Таким чином, максимальне збільшення вмісту гумусу в поверхневій метровій товщі ґрунту спостерігається при наявності

середніх (потужністю 47 см) ЕҐВ. Потужні (90 см) та незначні (13 см) відклади зумовлюють менше зростання вмісту гумусу. ЕҐВ та поховані ґрунти лісового культурбіогеоценозу відрізняються збільшеними запасами гумусу порівняно із зональними чорноземами звичайними.

Максимальна величина ємності поглинання (38,6 мг-екв.) спостерігається в поверхневому орному горизонті Нор пробної площі 202 (табл. 4.3.5), що зумовлено максимальним накопиченням гумусу в цьому горизонті. З глибиною величина ємності поглинання зменшується.

Серед обмінних катіонів у чорноземах звичайних переважає Ca^{2+}, максимальний уміст якого (33,8 мг-екв./100 г ґрунту) спостерігається в орному горизонті Нор. З глибиною вміст обмінного Ca^{2+} зменшується. Обмінний Mg^{2+} посідає друге місце, його максимальний уміст спостерігається також у горизонті Нор. Серед одновалентних обмінних катіонів переважає Na^{+}, K^{+} міститься в менших кількостях. Їх збільшений уміст також спостерігається в поверхневому орному горизонті Нор.

Максимальна величина суми обмінних катіонів (36,8 мг-екв./100 г ґрунту) характерна для орного горизонту Нор, з глибиною ця величина зменшується. Орний горизонт Нор відрізняється також збільшеною величиною гідролітичної кислотності, максимальна величина якої (1,92 мг-екв.) спостерігається в перехідному горизонті НР.

Дослідженим зональним чорноземам звичайним притаманна висока ступінь насиченості (94,7–98,0 %).

При порівнянні фізико-хімічних властивостей зональних чорноземів звичайних та чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу з наявними еоловими відкладами (пробна площа 203–Ц) виявлено, що зональні ґрунти відрізняються більшими величинами ємності поглинання, які зумовлені їх більш важким гранулометричним складом, а також більшим умістом обмінних Ca^{2+} та Na^{+}, більшими величинами суми обмінних катіонів та гідролітичної кислотності порівняно з похованими ґрунтами.

За результатами аналізу водної витяжки чорнозему звичайного (табл. 4.3.6) видно, що з глибиною спостерігається збільшення величини сухого залишку, однак ознаки засолення відсутні. Серед аніонів переважає HCO_3^{-}, максимальна величина якого (1,61 мг-екв./100 г ґрунту) спостерігається в орному горизонті Нор. Максимальні величини Cl^{-} та SO_4^{2-} виявлено в перехідному горизонті НР. Серед катіонів домінує Ca^{2+}, Mg^{2+} посідає друге місце. Na^{+} та K^{+} містяться в незначних кількостях. pH водної витяжки характеризується як слабколужний.

Таблиця 4.3.5

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Hop	38,6	33,8	2,2	0,26	0,58	36,8	1,72	95,5
H	33,9	31,0	1,5	0,25	0,51	33,3	0,68	98,0
HP	36,5	31,9	1,9	0,25	0,51	34,6	1,92	94,7
Pk	34,7	31,1	1,9	0,28	0,50	33,8	0,96	97,2

Таблиця 4.3.6

Показники аналізу водної витяжки чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	
Hop	0,03	1,61	0,23	0,19	1,45	0,31	0,03	0,02	7,4
H	0,03	1,38	0,38	0,16	1,23	0,41	0,04	0,01	7,3
HP	0,05	1,03	0,79	0,38	1,03	0,80	0,07	0,02	7,6
Pk	0,05	1,52	0,15	0,15	1,06	0,49	0,05	0,01	7,8

У цілому похованим чорноземам звичайним лісового культурбіогеоценозу притаманні більші величини сухого залишку та pH водної витяжки порівняно з чорноземами звичайними. Серед аніонів у чорноземах звичайних з наявними ЕҐВ домінує Cl^-, а в зональних чорноземах звичайних – HCO_3^-. Склад катіонів схожий.

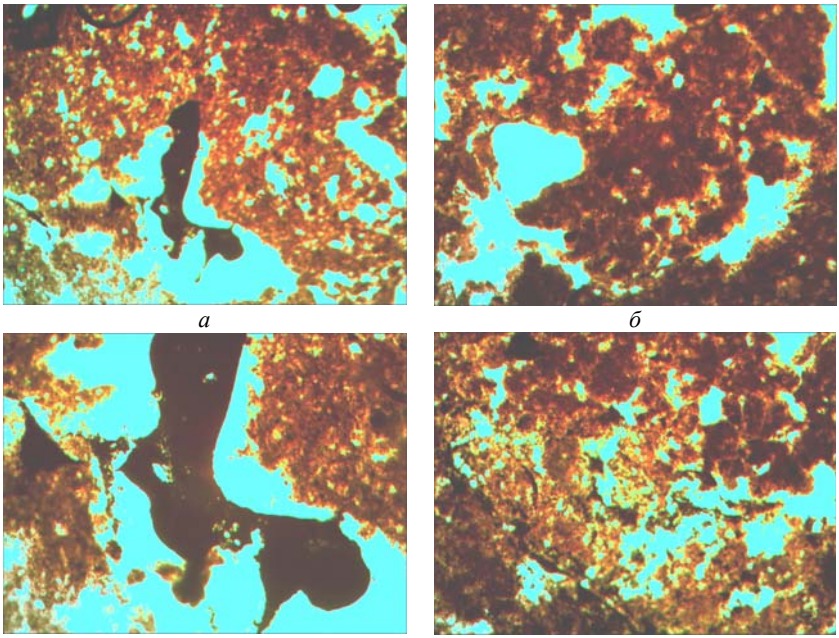
4.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 203–Ц

Горизонт $Heol_1$ (0–30 см)

Горизонт складений мікроагрегатами, пухкий, чорного кольору (рис. 4.4.1, *а*).

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.



а *б* *в* *г*

Рис. 4.4.1. Мікроморфологічна будова горизонту $Heol_1$ пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – глинисто-гумусова плазма, ніколі паралельні (збільшення ×80);
в – вуглеподібні частки в порі, ніколі паралельні (збільшення ×80);
г – скоагульована органічна речовина, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Скелет складений в основному зернами кварцу і польових шпатів. За розміром переважає пилувата фракція. Невелика кількість середніх і майже відсутні великі за розміром зерна мінералів, 40–50 % за вмістом у ґрунтовій масі (за таблицями-трафаретами Швецова). Можна виділити деякі основні форми зерен: округлі, трикутні та призматичні. Більшість зерен зі слідами вивітрювання. Розміщення їх орієнтоване в основному по краях мікроагрегатів та стінках пор.

Плазма глинисто-гумусова (рис. 4.4.1, *б*). Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу (рис. 4.4.1, *в*). Рослинних залишків мало, в основному свіжі або дуже розкладені. Плазма глиниста з двозаломленням, без орієнтування, часто замаскована гумусом.

Органічна речовина. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу (рис. 4.4.1, *г*). Рослинних залишків мало, в основному свіжі або дуже розкладені.

Мікроскладення пухке. В основному представлені міжагрегатні пори. Стінки пор вислані скелетанами – піщано-пилуватими кутанами.

Горизонт добре агрегований. Повністю складений з агрегатів різного порядку. Можна в шліфі розрізнити мікрозони з переважанням дрібних агрегатів та інші мікрозони, в яких домінують більші за розміром і складністю мікроагрегати. Форма та розмір різноманітні.

По стінках пор та агрегатах розміщуються скелетани – піщано-пилуваті кутани.

Горизонт Heol$_2$ (30–47 см)

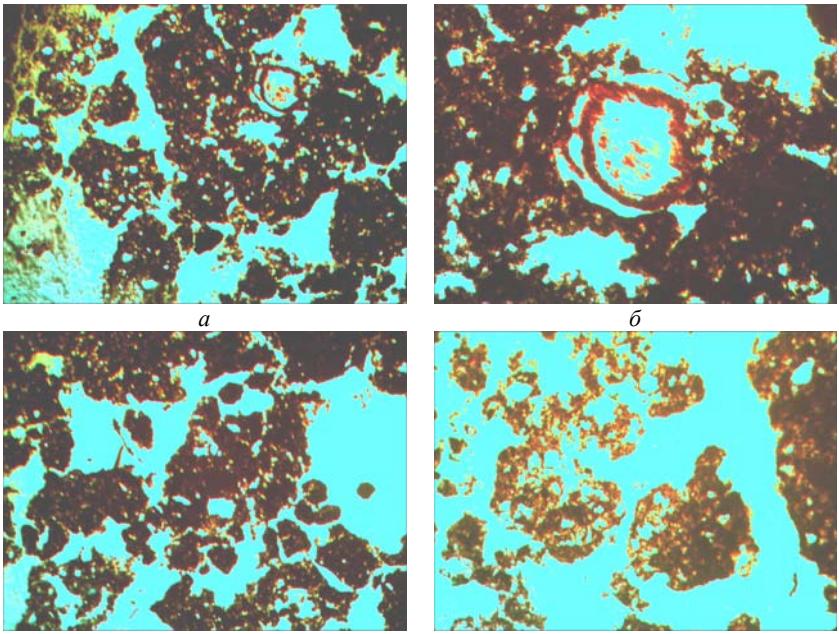
Щільніший за попередній горизонт, але за мікробудовою дуже схожий на попередній (рис. 4.4.2, *а*).

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

Скелет складений в основному зернами кварцу і польових шпатів. За розмірами переважає пилувата фракція. Невелика кількість середніх і майже відсутні великі за розміром зерна мінералів, 40–50 % за вмістом в ґрунтовій масі (за таблицями-трафаретами Швецова). Можна виділити деякі основні форми зерен: округлі, трикутні та призматичні. Більшість зерен зі слідами вивітрювання. Розміщення їх орієнтоване в основному по краях мікроагрегатів та стінках пор.

Плазма глинисто-гумусова. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або сильно розкладені. Глиниста плазма з двозаломленням, без орієнтування, часто замаскована гумусом.

Органічна речовина. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або дуже розкладені (рис. 4.4.2, *б*).



а *б*

в *г*

Рис. 4.4.2. Мікроморфологічна будова горизонту $Heol_2$ пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, мікроагрегати та органічна речовина, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – рослинний залишок, ніколі паралельні (збільшення ×80);
в – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Мікроскладення пухке. В основному представлені міжагрегатні пори (рис. 4.4.2, *в*). Стінки пор вислані скелетанами – піщано-пилуватими кутанами.

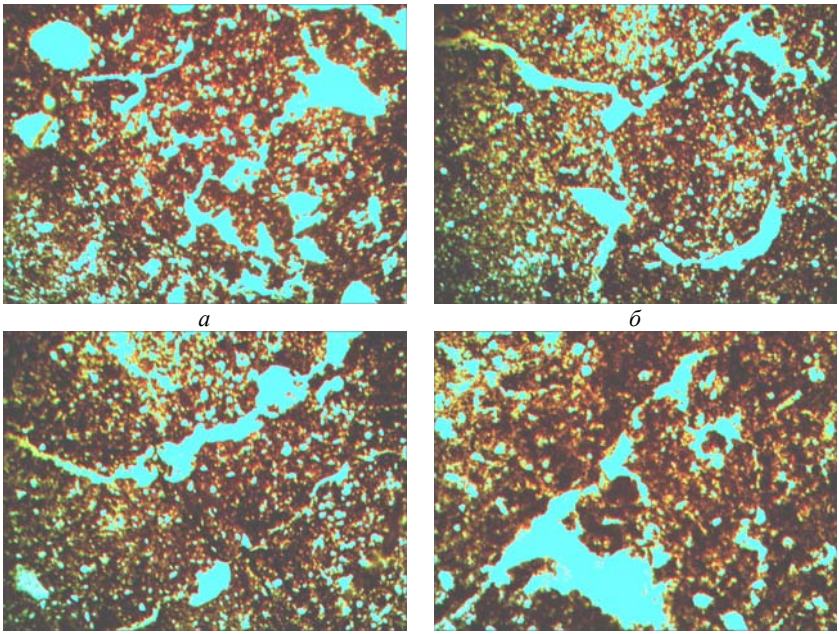
Горизонт добре агрегований, повністю складений з агрегатів різного порядку. Можна в шліфі розрізнити мікрозони з переважанням дрібних агрегатів та інші мікрозони, в яких домінують більші за розміром і складністю мікроагрегати (рис. 4.4.2, *г*). Форма та розмір – різноманітні.

По стінках пор та агрегатах розміщаються скелетани – піщано-пилуваті кутани.

Горизонт [Н] (47–73 см)

Щільніший за попередні, структурованість знижується (рис. 4.4.3, *а*). Забарвлення чорне.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.



а *б*

в *г*

Рис. 4.4.3. Мікроморфологічна будова горизонту [Н] пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
в – каналоподібні пори, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегат у порі, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Скелет складений в основному зернами кварцу і польових шпатів. За розмірами переважає пилувата фракція. Невелика кількість середніх і майже відсутні великі за розміром зерна мінералів, 40–50 % за вмістом в ґрунтовій масі (за таблицями-трафаретами Швецова). Можна виділити деякі основні форми зерен: округлі, трикутні та призматичні. Більшість зерен зі слідами вивітрювання. Розміщення їх орієнтоване в основному по краях мікроагрегатів та стінках пор.

Плазма глинисто-гумусова. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або сильно розкладені. Глиниста плазма з двозаломленням, без орієнтування, часто замаскована гумусом.

Органічна речовина. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або дуже розкладені.

Домінують каналоподібні пори, які розгалуджуються (рис. 4.4.3, *б*). Округлі пори часто сполучені каналоподібними (рис. 4.4.3, *в*). У деяких порах є викиди ґрунтової мезофауни. Стінки пор складені піщано-пилуватими кутанами.

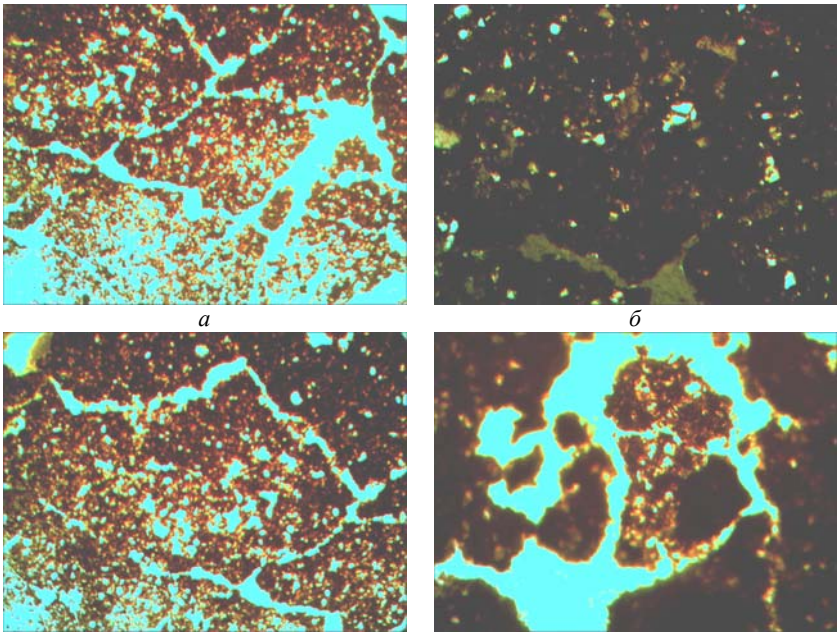
Агрегований горизонт, складений з округлих складних агрегатів високого порядку (рис. 4.4.3, *г*). Щільно прилягають один до одного.

Як і в попередніх горизонтах новоутворення – скелетани, піщано-пилуваті кутани.

Горизонт [Нр] (73–91 см)

Схожий на попередній горизонт, але дещо світліший та щільніший (рис. 4.4.4, *а*).

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.



а *б* *в* *г*

Рис. 4.4.4. Мікроморфологічна будова горизонту [Нр] пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Скелет складений в основному зернами кварцу і польових шпатів. За розмірами переважає пилувата фракція. Невелика кількість середніх і

майже відсутні зерна великих за розміром зерен мінералів, 40 % за вмістом у ґрунтовій масі (за таблицями-трафаретами Швецова). Можна виділити деякі основні форми зерен: округлі, трикутні та призматичні. Більшість зерен зі слідами вивітрювання. Розміщення їх орієнтоване в основному по краях мікроагрегатів та стінках пор.

Плазма глинисто-гумусова (рис. 4.4.4, *б*). Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або сильно розкладені. Плазма глиниста з двозаломленням, без орієнтування.

Органічна речовина. Гумус чорний, мулевого типу, коагульований, однорідно промочує ґрунтову масу. Рослинних залишків мало, в основному свіжі або дуже розкладені.

Домінують каналоподібні пори, які розгалуджуються (рис. 4.4.4, *в*). Округлі пори часто сполучені каналоподібними. У деяких порах є викиди ґрунтової мезофауни. Стінки пор складені піщано-пилуватими кутанами.

Агрегований горизонт, складений з округлих складних агрегатів високого порядку (рис. 4.4.4, *г*). Щільно прилягають один до одного.

Як і в попередніх горизонтах, новоутворення – скелетани, піщано-пилуваті кутани.

Горизонт [Ph] (91–100 см)

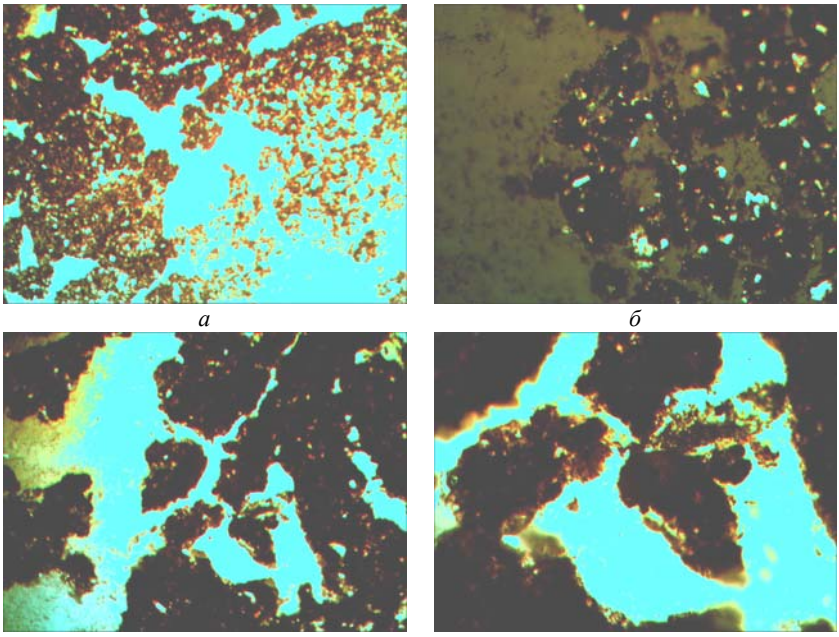
Горизонт світло-коричневого кольору, з окремими мікрозонами чорного кольору (рис. 4.4.5, *а*).

Елементарна мікробудова – пилувато-плазмова.

Скелет складений в основному зернами кварцу і польових шпатів. За розмірами переважає пилувата фракція. Невелика кількість середніх і майже відсутні великі за розміром зерна мінералів, 30 % за вмістом в ґрунтовій масі (за таблицями-трафаретами Швецова).

Плазма гумусово-карбонатно-глиниста (рис. 4.4.5, *б*). Гумусова частина нерівномірно забарвлює деякі мікрозони, гумус чорний, рослинні залишки трапляються поодиноко. Розташовується в основному до пор або внутрішньопорово. Карбонатна частина освітлює забарвлення шліфа та в схрещених ніколях його підсвічує. У замкнутих порах є вицвіти дрібнозернистого кальциту. Глиниста частина з помітним двозаломлюванням та поровим орієнтуванням.

Частка порового простору падає (рис. 4.4.5, *в*). Пори представлені в основному каналоподібною та замкнено округлою формами (рис. 4.4.5, *г*). Стінки пор складені матеріалом основи, або в замкнених, округлих порах вислані дрібнозернистим кальцитом.



а *б*

в *г*

Рис. 4.4.5. Мікроморфологічна будова горизонту [Ph] пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – поровий простір, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегат у порі, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Новоутворення представлені дрібнозернистим кальцитом, який чітко проявляється в замкнених порах.

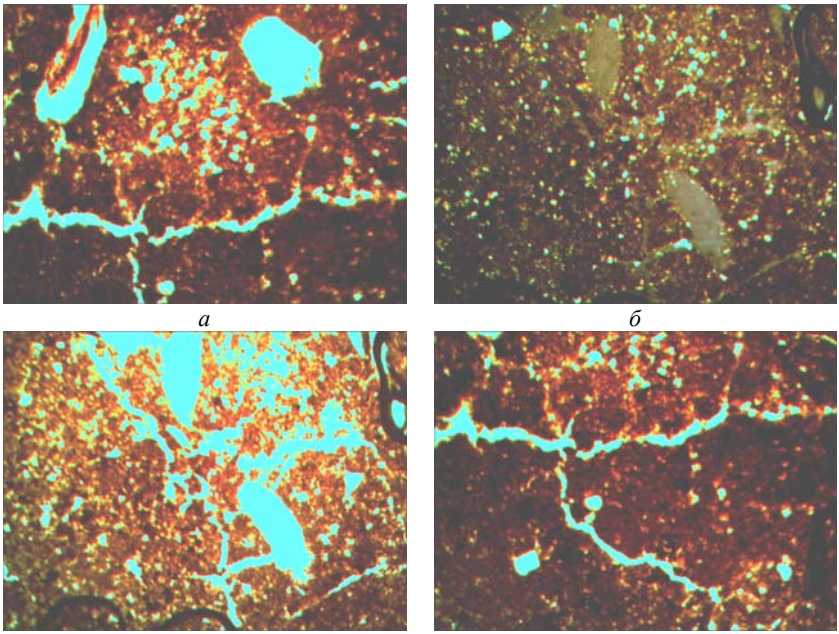
Горизонт [Pk] (110–150 см)

Елементарна мікробудова горизонту плазмово-пилувата. Забарвлення світло-сіро-коричневе (рис. 4.4.6, *а*).

Скелет складається з мінералів пилуватого розміру, рідко розсіяні в агрегованій плазмі.

Плазма карбонатно-глиниста (рис. 4.4.6, *б*). Глиниста частина з двозаломленням, з поровим орієнтуванням.

Порова частина складається з пор-камер округлої конфігурації та з гладкими стінками, зв'язаних між собою канальцями (рис. 4.4.6, *в*). Також є тріщини вигнуті, без певного напрямку, які не перетинаються (рис. 4.4.6, *г*). Стінки пустот зайняті плазмовим матеріалом.



а *б*

в *г*

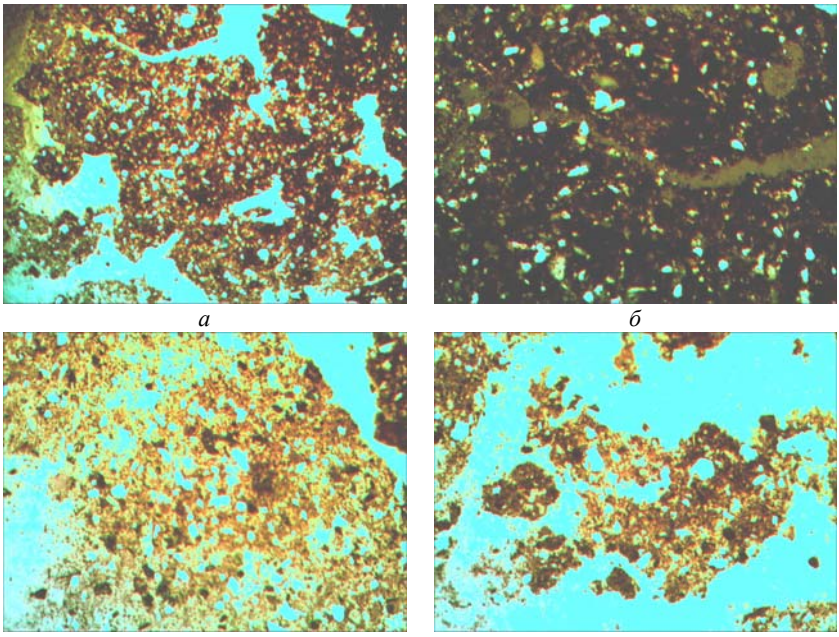
Рис. 4.4.6. Мікроморфологічна будова горизонту [Pk] пробної площі 203–Ц:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – карбонатно-гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – каналоподібні пори, ніколі паралельні (збільшення ×60)

Поверхня всіх пор вкрита численними кристалами кальциту. Також кальцитом насичена вся ґрунтова маса. У мікроструктурі переважають мікрозони губчастої будови. У них кількісно переважають пори неправильної форми та пори-канали. Велика кількість пор-тріщин поділяє мікрозони на різні за розміром блоки. У мікрозонах неагрегованої будови кількісно переважають округлі та неправильні пори.

Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП 202

Горизонт Нор (0–40 см)

Пухкий горизонт, темного кольору з окремими мікрозонами темно-коричневого кольору (рис. 4.4.7, *а*). Добре агрегований, з розгалудженою системою пор.



а *б*

в *г*

Рис. 4.4.7. Мікроморфологічна будова горизонту Нор пробної площі 202:
а – загальний вигляд, система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – органіка, гумони, ніколі паралельні (збільшення ×80);
г – мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Складений горизонт в основному пилуватими за розмірами зернами скелету та плазмою, завдяки цьому в схрещених ніколях ґрунтова маса світиться.

У скелеті домінує кварц та польові шпати. Інші мінерали зустрічаються в одиничних випадках. За розмірами домінує пилувата фракція, доля середніх та великих за розміром зерен незначна. Виявлено характерну закономірність розташування – по краях агрегатів та стінках пор. Форма різноманітна, зерна зі слідами вивітрювання.

Плазма глинисто-гумусова (рис. 4.4.7, *б*). Гумус чорний, рівномірно просочує ґрунтову масу, скоагульований. Глиниста частина – з помітним двозаломленням, орієнтування по порах та острівне.

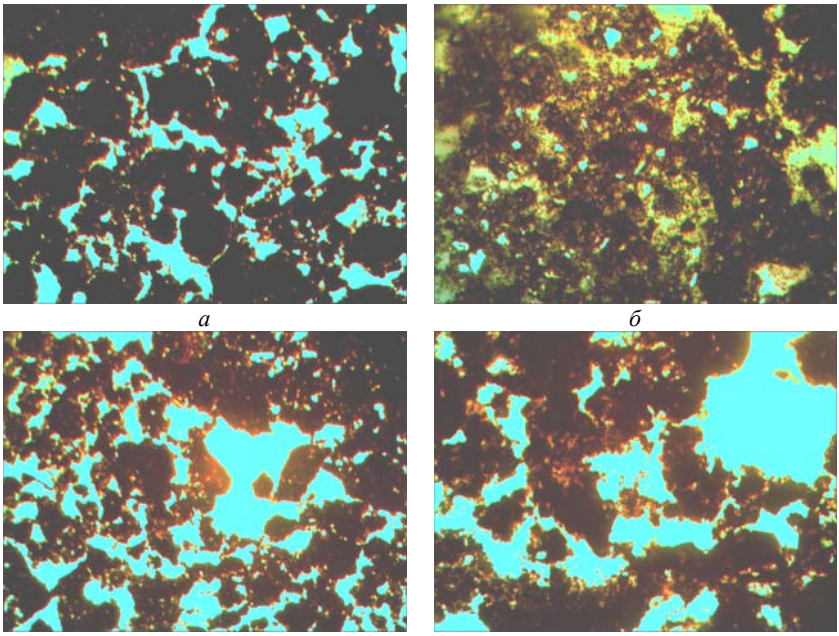
Гумус мулевого типу. Невелика кількість добре розкладених рослинних залишків (рис. 4.4.7, *в*).

Мікроскладення губчасте. Поровий простір добре розвинений. В основному присутні міжагрегатні пори. Стінки складені ґрунтовою масою та дрібними мінералами.

Добре агрегований горизонт. Агрегати різноманітні за складністю, формою та розміром (рис. 4.4.7, *г*).

Горизонт Н (40–60 см)

Схожий на попередній горизонт, але більш однорідний за забарвленням, без мікрозон з темно-коричневим забарвленням (рис. 4.4.8, *а*).



а *б* *в* *г*

Рис. 4.4.8. Мікроморфологічна будова горизонту Н пробної площі 202:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі напівсхрещені (збільшення ×80);
в – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Складений горизонт в основному пилуватими за розмірами зернами скелету та плазмою, завдяки цьому в схрещених ніколях ґрунтова маса світиться.

У скелеті домінує кварц та польові шпати. Інші мінерали зустрічаються в одиничних випадках. За розмірами домінує пилувата фракція, доля середніх та великих за розміром зерен незначна. Виявлено

характерну закономірність розташування – по краях агрегатів та стінках пор. Форма різноманітна, зерна зі слідами вивітрювання.

Плазма глинисто-гумусова (рис. 4.4.8, *б*). Гумус чорний, рівномірно просочує ґрунтову масу, скоагульований. Глиниста частина – з помітним двозаломленням, орієнтування – за порами та острівне.

Гумус мулевого типу. Невелика кількість добре розкладених рослинних залишків.

Мікроскладення губчасте. Поровий простір добре розвинений. В основному присутні міжагрегатні пори (рис. 4.4.8, *в*). Стінки складені ґрунтовою масою та дрібними мінералами.

Добре агрегований горизонт. Агрегати різноманітні за складністю, формою та розміром (рис. 4.4.8, *г*).

Горизонт Нр (60–95 см)

Пухкий, однорідного чорного кольору горизонт (рис. 4.4.9, *а*). Добре агрегований з розгалуженою системою пор.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

Ґрунтова маса насичена пилуватою фракцією мінеральних зерен, але зростає доля середніх за розміром зерен мінералів. Як і в попередніх горизонтах, є закономірність у розміщенні мінеральних зерен у ґрунтовій масі. Вони розташовані по стінках пор та по краях агрегатів.

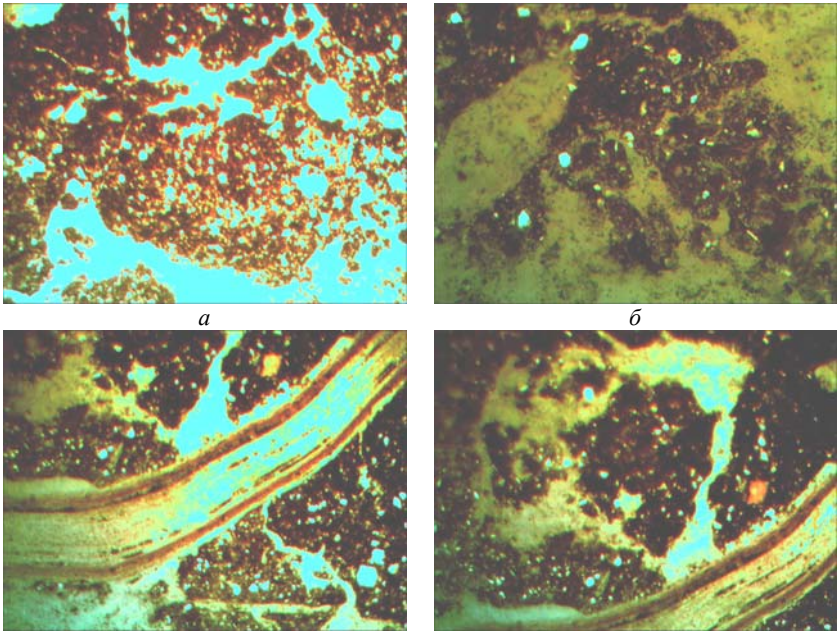
Плазма глинисто-гумусова (рис. 4.4.9, *б*). Гумус чорний, скоагульований, мулевого типу. Рівномірно промочує ґрунтову масу. Невелика кількість свіжих та зі слідами розкладення рослинних залишків (рис. 4.4.9, *в*). Глиниста частина з двозаломленням, замаскована гумусом.

Органічна речовина представлена чорним гумусом, скоагульованим, мулевого типу. Рівномірно просочує ґрунтову масу. Невелика кількість свіжих та зі слідами розкладення рослинних залишків.

Мікроскладення – губчасте. Як і в попередніх горизонтах, значна доля порового простору припадає на міжагрегатні пори та, на відміну від попередніх горизонтів, з’являються каналоподібні, замкнені та округлі пори. Особливістю цього горизонту можна назвати наявність мікрозон із домінуванням того чи іншого виду пор. Стінки пор складені матеріалом основи та пилуватою фракцією зерен скелету. У каналоподібних порах наявні викиди ґрунтової мезофауни. В окремих порах знаходяться свіжі зрізи коренів.

Мікроагрегати різного розміру та форми (рис. 4.4.9, *г*). Характерна особливість цього горизонту – мікрозони з домінуванням того чи іншого виду агрегатів. Існують мікрозони, складені в основному

дрібними агрегатами, та ділянки, складені великими, складними та старіючими агрегатами, які більш щільно прилягають один до одного.



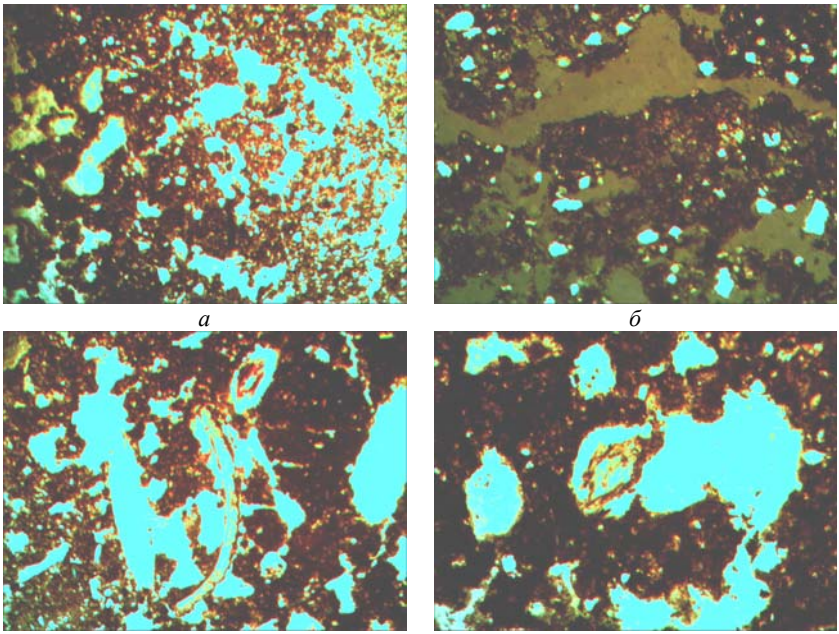
а *б* *в* *г*

Рис. 4.4.9. Мікроморфологічна будова горизонту Нр пробної площі 202:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – рослинний залишок у порі, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – пори та мікроагрегати, ніколі напівсхрещені (збільшення ×60)

Горизонт Phk (95–120 см)

Забарвлення неоднорідне, переважає чорний колір, але є мікрозони світло-коричневого і світло-бурого забарвлення. Не щільний, але відносно верхніх горизонтів – щільніший. Є окремі мікрозони, в яких, завдяки ущільненню, іде трансформація міжагрегатних пор у замкнені округлі пори (рис. 4.4.10, *а*).

У скелеті домінує кварц та польові шпати. Інші мінерали зустрічаються в поодиноких випадках. За розмірами домінує пилувата фракція, доля середніх та великих за розміром зерен незначна. Виявлено характерну закономірність розташування – по краях агрегатів та стінках пор. Форма різноманітна, зерна зі слідами вивітрювання.



а *б*

в *г*

Рис. 4.4.10. Мікроморфологічна будова горизонту Phk пробної площі 202:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – рослинні залишки, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – поровий простір з рослинним залишком, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Елементарна мікробудова – пилувато-плазмова.

Плазма – залізисто-глинисто-гумусова (рис. 4.4.10, *б*). Гумус чорний, агрегований, розташований однорідно в ґрунтовому матеріалі. Рослинні залишки на різних ступенях розкладання, багато свіжих поперечних та поздовжніх зрізів коренів (рис. 4.4.10, *в*). Глиниста частина з помітним двозаломленням, подекуди замаскована гумусом, з поровим та крапчастим орієнтуванням. Залізиста плазма бурого кольору, з двозаломленням, розташовується крапчасто або навколо напіврозкладених рослинних залишків з утворенням мікрозон іржаво-бурого кольору.

Мікроскладення – губчасте. В основному пори представлені каналами, в деяких мікрозонах шліфа, за рахунок ущільнення ґрунтової маси, іде трансформація міжагрегатних пор в округлі замкнені (рис. 4.4.10, *г*). Стінки пор вислані глинистими плівками-кутанами. У деяких порах знаходимо мікроагрегати та глинисті кутани у вигляді шкаралупи.

Агрегований горизонт, порівняно з верхніми горизонтами – агрегованість падає. В основному складений старими агрегатами високого порядку, які за рахунок ущільнення утворюють сітчасту структуру. Незначна кількість викидів ґрунтової мезофауни, які знаходяться в порах.

Характерною особливістю досліджених ґрунтів є пилувато-плазмова елементарна мікробудова. Ґрунтова маса насичена пилуватою фракцією мінеральних зерен, які при схрещених ніколях підсвічують поле шліфа. Зерна мінералів орієнтуються по краях мікроагрегатів та стінках пор.

У порах ЕҐВ та похованих ґрунтів лісового культурбіогеоценозу спостерігаються глинисті кутани та скелетани. Система пор еолових відкладів та похованих ґрунтів майже не відрізняється між собою.

Виявлення мінералів зі слідами вивітрювання є важливою діагностичною ознакою при мікроморфологічних дослідженнях ЕҐВ.

У чорноземах звичайних з глибиною, завдяки ущільненню, спостерігається трансформація міжагрегатних пор в округлі замкнені. Глинисті кутани та скелетани в досліджених чорноземах звичайних з'являються лише в нижніх горизонтах. На відміну від наявних кутан та скелетан в еолових відкладах та похованих ґрунтах, вони можуть бути більш складними – двошаровими.

4.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Чорноземи за складом високодисперсних мінералів поділяються на дві групи – в одній присутні мінерали монтморилонітової та гідрослюдистої груп з переважанням монморилоніту, в іншій – мінерали каолінової групи. Різниця у складі мінералів пояснюється породою, віком та умовами вивітрювання первинних мінералів (Горбунов, 1963).

Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу досліджували з використанням рентгеноструктурного аналізу, результати якого наведено у вигляді дифрактограм (рис. 4.5.1–4.5.6).

Рентгеноструктурний аналіз виявив три основних мінерали, що містяться в ЕҐВ та похованих ґрунтах: кварц, каолініт та кальцит. В усіх досліджених зразках спостерігається переважання кварцу, який є одним з найбільш поширених первинних мінералів у ґрунтах (Горбунов, 1978). Збільшення вмісту мінералів каолінової групи пов'язано з часом. Також його вміст залежить від промивного режиму та реакції середовища (Горбунов, 1963).

Дослідження мінералогічного складу ЕҐВ пробної площі 203–С виявили, що поверхневий шар $Heol_1$ відрізняється підвищеним умістом кварцу, каолініту та кальциту порівняно з нижнім шаром $Heol_2$ (рис. 4.5.1 та 4.5.2). Це можна пояснити збагаченням поверхневого шару ЕҐВ ґрунтовим матеріалом унаслідок періодичної вітрової ерозії. Наявність збільшеної кількості мінералів каолінової групи свідчить про інтенсивні процеси ґрунтоутворення, які проходять в ЕҐВ.

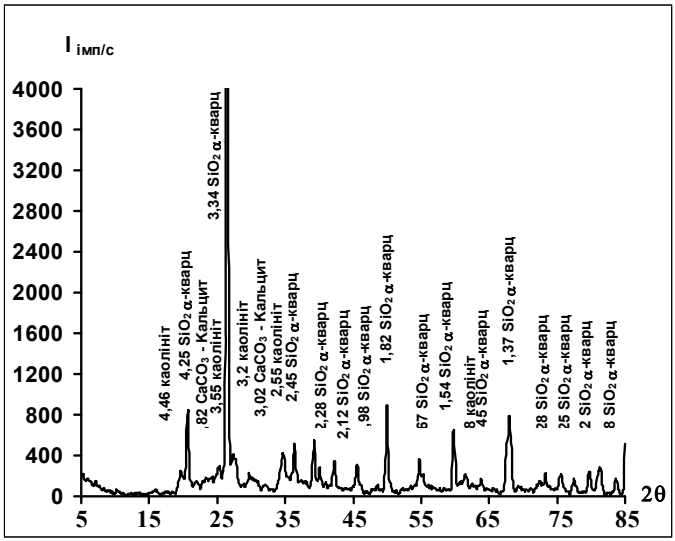


Рис. 4.5.1. Рентгенівська дифрактограма (гор. $Heol_1$, пробна площа 203–С)

Дослідження мінералогічного складу похованого гумусового горизонту [Н] пробної площі 203–С (рис. 4.5.3) виявило його певну подібність з мінералогічним складом нижнього еолового шару $Heol_2$. Це пояснюється міграцією мінералів з еолового шару до похованого гумусового горизонту, зумовленою низхідним рухом вологи, та з похованого гумусового горизонту до еолового шару разом із висхідним рухом вологи. Ці процеси викликають певну гомогенізацію нижнього шару еолового відкладу та верхнього шару похованого гумусового горизонту. Поверхневий шар еолового матеріалу $Heol_1$ відрізняється від похованого гумусового горизонту [Н].

При порівнянні мінералогічного складу поверхневого еолового шару $Heol_1$ (рис. 4.5.4) та нижнього еолового шару $Heol_2$ (рис. 4.5.5) пробної площі 203–Ц виявлено їх різницю. Поверхневий еоловий шар відрізняється збільшеним вмістом кварцу, каолініту та кальциту, що пов’язано з дією

періодичної вітрової ерозії, внаслідок якої відбувається імпульверизація ґрунтового матеріалу.

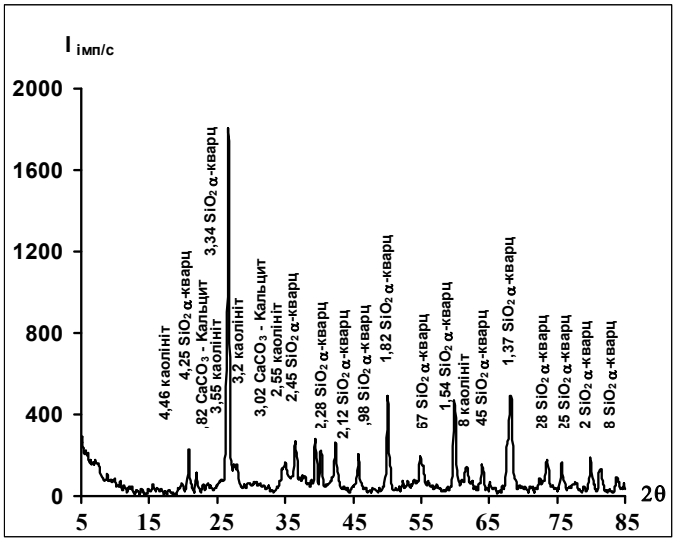


Рис. 4.5.2. Рентгенівська дифрактограма (гор. $Heol_2$, пробна площа 203–С)

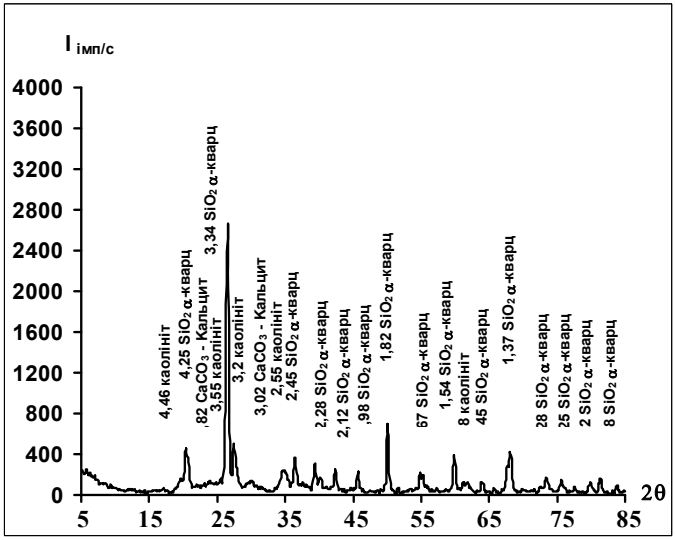


Рис. 4.5.3. Рентгенівська дифрактограма (гор. [Н], пробна площа 203–С)

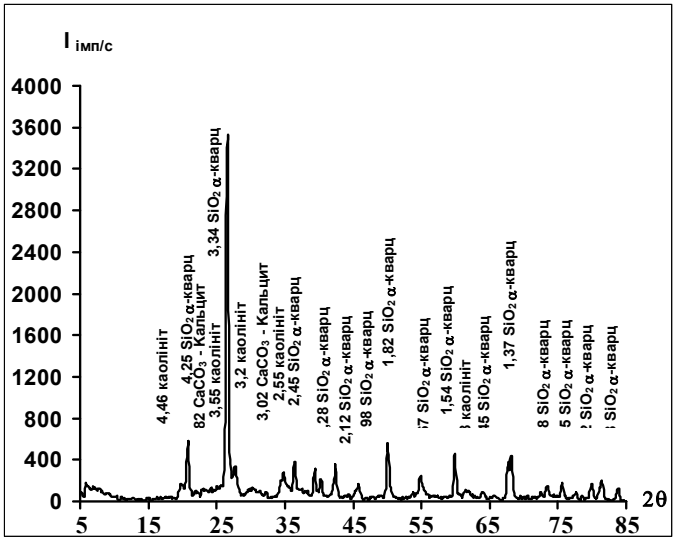


Рис. 4.5.4. Рентгенівська дифрактограма (гор. $Heol_1$, пробна площа 203–Ц)

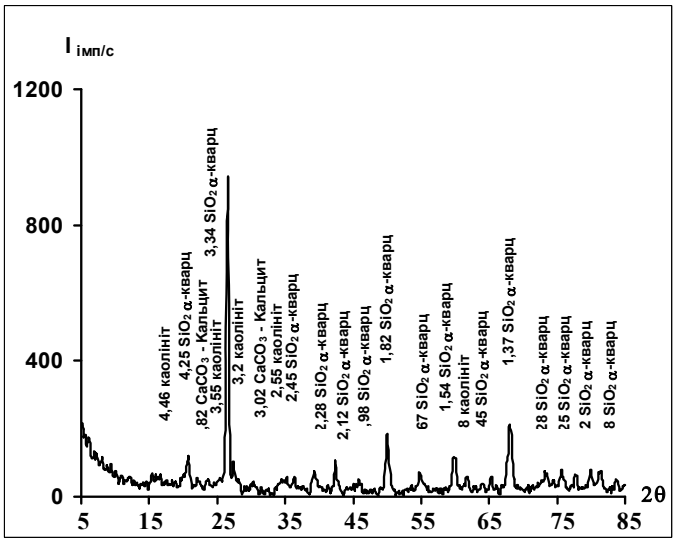


Рис. 4.5.5. Рентгенівська дифрактограма (гор. $Heol_2$, пробна площа 203–Ц)

На рис. 4.5.6 зображено результати дослідження мінералогічного складу ЕГВ пробної площі 203–З. Цей шар характеризується збільшеним

умістом кварцу, каолініту та кальциту порівняно з похованим гумусовим горизонтом.

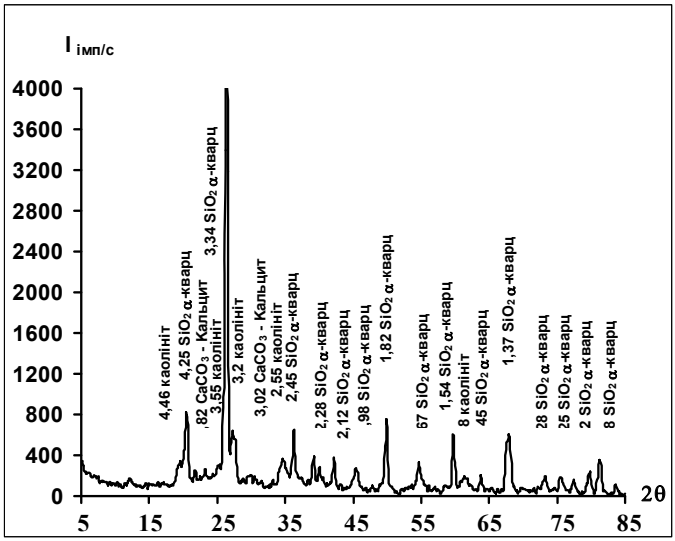


Рис. 4.5.6. Рентгенівська дифрактограма (гор. Heol, пробна площа 203–3)

Таким чином, за мінералогічним складом ЕҐВ відрізняються від похованого під ними гумусового горизонту чорнозему звичайного. Ця різниця збільшується зі збільшенням потужності ЕҐВ.

4.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Природна радіоактивність обумовлена радіоактивними ізотопами природного походження, які присутні в усіх оболонках Землі: літосфері, гідросфері, атмосфері та біосфері.

Кількість радіоактивних елементів, що містяться в ґрунтах, у значній мірі визначається концентрацією радіоактивних сполук у материнській породі. Ґрунти, що утворилися з продуктів руйнування кислих магматичних порід, містять відносно більшу кількість урану, радію, торію та калію, порівняно з ґрунтами, що утворилися з ультраосновних та основних порід. Глинисті ґрунти за рахунок високого вмісту колоїдних фракцій, які добре сорбують та утримують радіоактивні ізотопи, завжди багатші на радіоактивні елементи, ніж піщані (Гродзинский, 1965; Черкасов, 1974).

Найбільшою розповсюдженістю серед природних радіоактивних ізотопів характеризується радіоактивний калій ($К^{40}$). Загальна активність його в земній корі більша, ніж активність усіх інших ізотопів, разом взятих. Він широко розсіяний у ґрунтах, особливо глинистих, оскільки глина утримує його міцно внаслідок процесів сорбції. Один грам природного калію за рахунок умісту в ньому $К^{40}$ (0,0119 %) характеризується активністю $0{,}8 \cdot 10^{-9}$ кюрі (Гудков, 1991).

Радіоактивний калій ($К^{40}$) має період напіврозпаду $1{,}2 \cdot 10^{9}$ років. Характеризується бета-негативним типом розпаду з енергією 1,32 Мев (88,4 %) та частковим гама-випромінюванням (К-захват) з енергією 1,46 Мев (11,6 %) (Волков, 1964).

Природна радіоактивність ґрунтів обумовлена накопиченням у їх складі різних радіоактивних елементів. З радіоактивними властивостями ґрунту пов'язане постійне опромінювання рослин та самого ґрунту ядерною радіацією. У зв'язку з цим дослідження особливостей природної радіоактивності ґрунту необхідно для виявлення енергетичного значення радіаційних властивостей ґрунтів для рослин та ґрунтової родючості.

Радіоактивність ґрунтів є джерелом гама-променів та корпускулярної радіації, яка впливає на рослини. Велике теоретичне та практичне значення має виявлення біологічного впливу поля іонізуючої радіації, яка існує завдяки радіоактивності ґрунтів. Разом з тим безумовний інтерес викликає оцінка радіаційно-хімічного впливу довготривалого безперервного опромінювання ґрунту ядерною радіацією (Гродзинский, 1965).

Результати досліджень щодо характеру накопичення та міграції радіоактивних ізотопів використовуються як один із показників шляхів ґрунтоутворення, що відбувається в лісових біогеоценозах степу (Травлеев, 1975).

Дослідження природної радіоактивності ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу пробних площ 203–С та 203–Ц (табл. 4.6.1) показали, що максимальна величина природної радіоактивності в еолових відкладах та похованому гумусовому горизонті пов'язана з нижнім шаром еолових відкладів H_2eol. Це свідчить, що саме в цьому шарі ЕҐВ відбувається інтенсивний ґрунтотвірний процес. Максимальна величина природної радіоактивності характерна для похованого гумусового горизонту [H_1] пробної площі 203–З.

При статистичній обробці отриманих даних з природної радіоактивності похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку

різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами ЕҐВ різної потужності (α = 0,05). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера (α = 0,05). Це свідчить, що відкладання еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах звичайних за величиною природної радіоактивності.

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінності між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності за величиною природної радіоактивності (α = 0,05).

Таблиця 4.6.1

Природна радіоактивність ЕҐВ та похованих чорноземів звичайних лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Пробна площа 203–С		
H_1eol	0,903	100,3
H_2eol	0,885	106,6
[H]	0,924	99,5
[Hp]	0,906	108,5
[Ph]	0,923	109,2
Пробна площа 203–Ц		
H_1eol	0,885	99,9
H_2eol	0,894	101,5
[H]	0,896	98,4
[Hp]	0,906	109,4
[Ph]	0,920	110,0
Пробна площа 203–З		
Heol	0,877	102,4
[H_1]	0,885	105,2
[H_2]	0,888	102,5
[Hp]	0,902	100,2
[Ph]	0,926	104,0
[Pk]	0,930	104,5

У зональних чорноземах звичайних підвищеною величиною природної радіоактивності відрізняється гумусовий горизонт Н (табл. 4.6.2), що свідчить про збільшену інтенсивність ґрунтотвірного процесу в цьому горизонті.

Таблиця 4.6.2

Природна радіоактивність чорноземів звичайних (пробна площа 202)

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Нор	0,902	106,1
Н	0,924	111,3
НР	0,940	103,2
Рк	0,950	120,0

У цілому зональні чорноземи звичайні відрізняються більшими величинами природної бета-активності порівняно з похованими чорноземами звичайними лісового культурбіогеоценозу.

5. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ РІЗНОТРАВНО-ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ЧОРНОЗЕМИ ПРИАЗОВСЬКІ*)

Дослідження екологічних особливостей впливу ЕҐВ на едафотопи лісових культурбіогеоценозів в умовах чорноземів приазовських виконували в Приазов'ї – Першотравневому р-ні Донецької обл. та Бердянському р-ні Запорізької обл., де було закладено 4 ключові пробні площі та 12 додаткових, що дало можливість дослідити вплив ЕҐВ різної потужності. Ця територія відноситься до Приазовського району степової зони України за проявом вітрової ерозії ґрунтів (Долгилевич, 1978), а також до степової північної ґрунтово-екологічної зони, степової південно-центральної засушливої підзони (Полупан, 2005).

5.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоценозу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів

Екологічна роль ЕҐВ у формуванні чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу розглядається на прикладі лісових культурбіогеоценозів в умовах Приазов'я, один з яких знаходиться на відстані 15 км на схід від с. Камишевате (Першотравневий р-н, Донецька обл.) – пробна площа ЧП–В1, другий – на відстані 2 км на захід від с. Червоне Поле (Бердянський р-н, Запорізька обл.) – пробна площа ЧП–В2.

Лісотипологічна формула лісосмуги з пробною площею ЧП–В1 (за О. Л. Бельгардом, 1971): $\frac{СГ_1}{\text{напівосвіт. - III}}$ 10 Ак. б.

Тип лісорослинних умов – суглинок сухуватий ($СГ_1$).

Тип світлової структури – напівосвітлена.

Тип деревостану – 10 Ак. б., III ступінь розвитку, зімкнутість 0,4, середня висота 4 м.

Чагарниковий підлісок відсутній.

Трав'янистий покрив представлений пирієм повзучим (*Elytrigia repens* L.), із проективним покриттям 90 %.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В1

Heol	0–15 см	Еоловий, темно-сірий, сухуватий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, пухкий, значна насиченість корінням трав'янистої рослинності. Перехід за щільністю та підстилкою в напівроскладеному стані.
[H]	15–47 см	Гумусовий горизонт похованого грунту. Сірий, сухий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, ущільнений, значно насичений коренями. Перехід за щільністю.
[Hp]	47–140 см	Сірий, сухий, дрібногрудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням.
[Ph]	140–160 см	Світло-сірий, сухий, грудкуватої структури, глинистий, щільний.

Ґрунт – чорнозем приазовський лісопокращений сильновилугований середньогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках (з мілким наносом еолового матеріалу потужністю 15 см).

Для контролю на відстані 50 м на захід від лісосмуги, де було закладено пробну площу ЧП–В1, на зораному полі було закладено пробну площу ЧП–В1к із ґрунтовим розрізом.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В1к

Hop	0–10 см	Орний шар, гумусовий, сірий, вологуватий, крупногрудкуватої структури, суглинистий, незначно ущільнений, насичений коренями трав'янистої рослинності. Перехід чіткий за щільністю.
H	10–30 см	Сірий, сухуватий, грудкуватої структури, суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням.
Hp	30–75 см	Світло-сірий, сухий, грудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням та щільністю. Закипання з глибини 35 см.
Pk	75–100 см	Палевий, сухий, щільний, включення білозірки, материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – чорнозем приазовський карбонатний середньогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках.

Лісотипологічна формула лісосмуги з пробною площею ЧП–В2 (за О. Л. Бельгардом, 1971): $\frac{\text{СГ}_1}{\text{тін.} - \text{III}}$ 10Д.зв.

Тип лісорослинних умов – суглинок сухуватий (СГ_1).

Тип світлової структури – тіньовий, з підсиленим світловим станом.

Тип деревостану – 10Д.зв., III ступінь розвитку, зімкненість 0,8, середня висота 5 м.

Чагарниковий підлісок відсутній.

Трав'янистий покрив представлений пирієм повзучим (*Elytrigia repens* L.) із проективним покриттям приблизно 90 %, деревій звичайний (*Achillea millefolium* L.) – поодиноко.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В2

Heol	0–20 см	Еоловий, темно-сірий, сухуватий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, пухкий, значна насиченість коренями трав'янистої рослинності на різних стадіях розкладання. Перехід за щільністю та підстилкою в напіврозкладеному стані.
[H]	20–50 см	Гумусовий горизонт похованого грунту. Сірий, сухий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, ущільнений, значно насичений коренями. Перехід за щільністю.
[Hp]	50–145 см	Сірий, сухий, дрібногрудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням.
[Ph]	145–165 см	Світло-сірий, сухий, грудкуватої структури, глинистий, щільний.

Ґрунт – чорнозем приазовський лісопокращений сильновилугований середньогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках (із середнім наносом еолового матеріалу потужністю 20 см).

Для контролю на відстані 50 м на захід від лісосмуги, де було закладено пробну ділянку ЧП–В2, на зораному полі було закладено пробну ділянку ЧП–В2к із ґрунтовим розрізом.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В2к

Hop	0–12 см	Орний шар, гумусовий, сірий, вологуватий, суглинистий, крупногрудкуватої структури, незначно ущільнений, насичений коренями трав'янистої рослинності. Перехід чіткий за щільністю.
H	12–31 см	Сірий, сухуватий, грудкуватої структури, суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням.
Hp	31–78 см	Світло-сірий, сухий, грудкуватий, суглинистий, ущільнений. Перехідний горизонт. Перехід за забарвленням та щільністю. Закипання з глибини 40 см.
Pk	78–110 см	Палевий, сухий, щільний, включення білозірки, материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – чорнозем приазовський карбонатний середньогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках.

5.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Привнесення ЕҐВ на чорноземи приазовські лісового культурбіогеоценозу пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 зумовлює полегшення їх гранулометричного складу (табл. 5.2.1). При цьому ЕҐВ характеризуються важкосуглинистим гранулометричним складом.

При статистичній обробці отриманих результатів дослідження гранулометричного складу похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності ($\alpha = 0,05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера ($\alpha = 0,05$). Це свідчить, що відкладання еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах приазовських за гранулометричним складом.

Таблиця 5.2.1

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості ЕҐВ
та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Пробна площа ЧП–В1					
Heol	45,4	Суглинок важкий	1,34	2,19	38,8
[H]	51,0	Суглинок важкий	1,41	2,24	37,1
[Hp]	56,7	Суглинок важкий	1,52	2,28	33,3
[Ph]	62,9	Глина легка	1,60	2,34	31,6
Пробна площа ЧП–В2					
Heol	43,2	Суглинок важкий	1,38	2,23	38,1
[H]	52,1	Суглинок важкий	1,42	2,26	37,2
[Hp]	54,3	Суглинок важкий	1,45	2,29	36,7
[Ph]	60,1	Глина легка	1,59	2,33	31,8

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінності похованих ґрунтів з ЕҐВ різної потужності за гранулометричним складом ($\alpha = 0,05$).

Для ЕҐВ властиві найменші величини щільності скелету, що пов’язано з їх більш легким гранулометричним складом. Збільшення щільності скелету похованого гумусового горизонту [H] зумовлене

тиском еолових відкладів. Щільність твердої фази досліджуваних ЕҐВ та похованих ґрунтів збільшується з глибиною. Величина загальної пористості закономірно зменшується з глибиною (табл. 5.2.1).

ЕҐВ пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 характеризуються мінімальними величинами липкості (табл. 5.2.2). Їх вплив зумовлює зменшення величини липкості в похованому гумусовому горизонті [Н]. У той же час еолові відклади відрізняються максимальними величинами зв'язності та опірності до здавлювання. З глибиною за профілем похованого ґрунту величини цих властивостей поступово зменшуються. Подібний характер розподілу величин зв'язності та опірності до здавлювання можна пояснити характером розподілу карбонатів у чорноземах приазовських, кількість яких збільшується з глибиною, оскільки, як відомо, збільшений уміст карбонатів призводить до зменшення механічної стійкості ґрунту.

Таблиця 5.2.2

Фізико-механічні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв'язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Пробна площа ЧП–В1			
Heol	150	71,6	954
[H]	225	65,5	772
[Hp]	270	64,8	750
[Ph]	300	60,2	712
Пробна площа ЧП–В2			
Heol	125	78,4	893
[H]	165	65,7	742
[Hp]	245	52,3	720
[Ph]	291	59,7	721

Таким чином, фізико-механічні властивості ЕҐВ створюють певні перешкоди для нормального розвитку кореневої системи деревостану фітоценозу лісового культурбіогеоценозу.

Дослідження вмісту польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах приазовських пробної площі ЧП–В1 (рис. 5.2.1) та ЧП–В2 (рис. 5.2.2) показали, що відкладання еолового матеріалу призводить до зменшення накопичення польової вологи в поверхневій метровій товщі ґрунту (пробна площа ЧП–В1 – 269 мм, пробна площа ЧП–В2 – 247 мм польової вологи). При цьому зі збільшенням потужності ЕҐВ запаси польової вологи зменшуються.

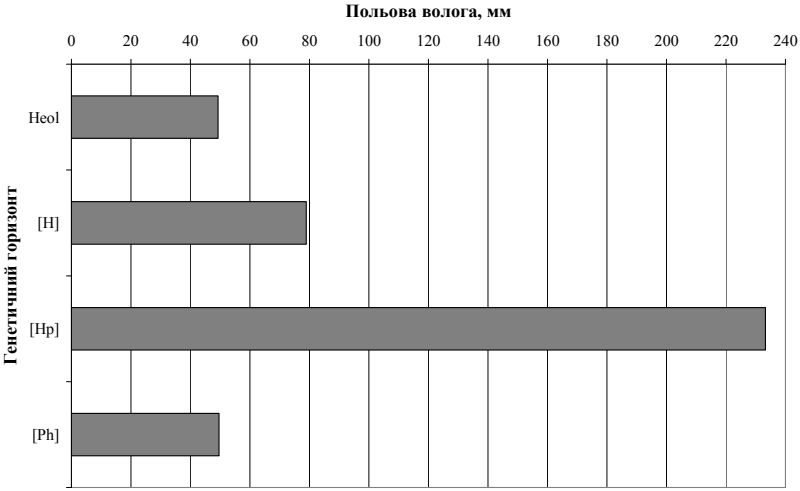


Рис. 5.2.1. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах приазовських лісового культурбіогеоценозу пробної площі ЧП–В1 (жовтень 2009 р.)

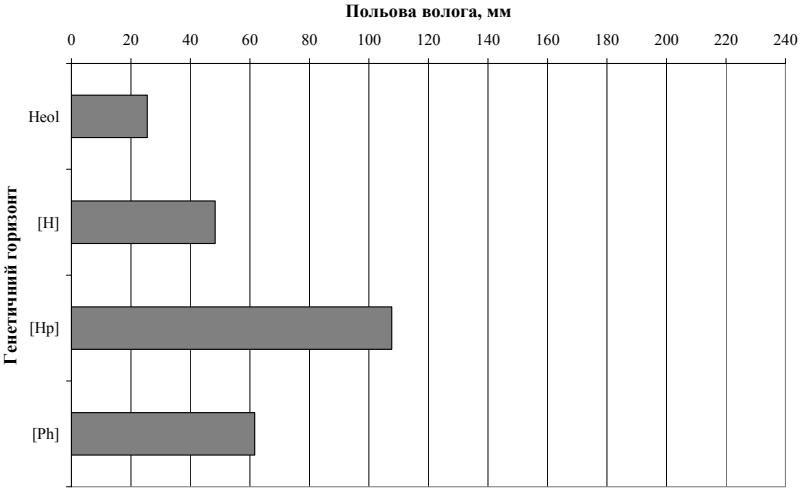


Рис. 5.2.2. Уміст польової вологи в ЕҐВ та похованих чорноземах приазовських лісового культурбіогеоценозу пробної площі ЧП–В2 (жовтень 2009 р.)

Дослідженнями водно-фізичних властивостей (табл. 5.2.3) виявлено, що для ЕҐВ пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 характерні максимальні

величини МГВ, з глибиною за профілем похованого ґрунту її величина поступово зменшується, що можна пояснити профільним розподілом органічної речовини. Значні величини польової вологоємності еолових відкладів зумовлюють формування в них збільшених запасів продуктивної вологи порівняно з горизонтами похованого ґрунту. ЕҐВ характеризуються збільшеними величинами водопроникності порівняно з горизонтами похованих чорноземів приазовських. Це зумовлює перетворення поверхневого стоку на глибинний, що сприяє накопиченню в ґрунті запасів вологи. Величини водопідйомної здатності зумовлюють можливість підтягування ґрунтової вологи з нижніх горизонтів до верхніх, де вона найбільш ефективно використовується фітоценозом лісового культурбіогеоценозу.

Таблиця 5.2.3

Водно-фізичні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова вологоємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Пробна площа ЧП–В1						
Heol	11,7	17,1	45,8	28,8	1,84	1,58
[H]	11,1	16,9	44,7	27,8	1,55	1,48
[Hp]	10,8	16,2	43,0	26,8	1,08	1,62
[Ph]	9,6	14,4	40,8	26,4	0,96	1,84
Пробна площа ЧП–В2						
Heol	11,3	17,2	45,6	29,4	1,68	1,25
[H]	10,9	16,4	43,9	27,6	1,48	1,22
[Hp]	10,5	15,8	42,3	26,6	1,61	1,06
[Ph]	9,5	14,3	41,0	26,8	1,34	1,31

Результати дослідження теплофізичних властивостей ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських наведено в табл. 5.2.4. При цьому еолові відклади пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 відрізняються максимальними величинами температуропровідності та теплопровідності, що можна пояснити збільшеним умістом органічної речовини в цих утвореннях.

У той же час ЕҐВ характеризуються зменшеними величинами теплоємності (табл. 5.2.4), що пояснюється їх більш легким гранулометричним складом порівняно з горизонтами похованих ґрунтів.

Таблиця 5.2.4

Теплофізичні властивості ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Пробна площа ЧП–В1			
Heol	3,773	1,064	0,402
[H]	3,078	1,125	0,346
[Hp]	3,224	1,133	0,366
[Ph]	3,469	1,162	0,403
Пробна площа ЧП–В2			
Heol	3,671	1,024	0,389
[H]	3,062	1,103	0,341
[Hp]	3,215	1,117	0,358
[Ph]	3,423	1,142	0,391

Таким чином, ЕҐВ відрізняються більш легким гранулометричним складом порівняно з похованими ґрунтами, що зумовлює гетерогенність еолового матеріалу та ґрунтів за фізичними властивостями, зокрема щільністю твердої фази, водно-фізичними та теплофізичними властивостями.

Розглянемо результати дослідження фізичних властивостей зональних чорноземів приазовських (на прикладі пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к) та порівняємо їх із властивостями похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу (на прикладі пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В1к).

У чорноземах приазовських пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к з глибиною спостерігається збільшення вмісту фізичної глини (табл. 5.2.5). Щільність скелету збільшується з глибиною, що пов’язано з тиском поверхневих горизонтів на нижні. Щільність твердої фази з глибиною зменшується. Максимальна величина загальної пористості спостерігається в поверхневому орному горизонті Нор.

Чорноземи приазовські лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ відрізняються більш легким гранулометричним складом та більшими величинами загальної пористості порівняно із зональними чорноземами приазовськими.

Орному горизонту Нор пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к притаманні зменшені величини липкості та зв’язності порівняно з гумусовим горизонтом Н (табл. 5.2.6) внаслідок його сільськогосподарського використання. У той же час для орного горизонту властиві максимальні величини опірності до здавлювання. У цілому спостерігається зменшення величин фізико-механічних

властивостей з глибиною внаслідок збільшення вмісту карбонатів, що призводить до зменшення механічної стійкості ґрунту.

Таблиця 5.2.5

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Пробна площа ЧП–В1к					
Нор	51,0	Суглинок важкий	1,55	2,40	35,4
Н	56,1	Суглинок важкий	1,55	2,33	33,5
Нр	56,7	Суглинок важкий	1,58	2,31	31,6
Рк	62,3	Глина легка	1,63	2,30	29,1
Пробна площа ЧП–В2к					
Нор	52,3	Суглинок важкий	1,50	2,33	35,6
Н	57,4	Суглинок важкий	1,52	2,31	34,2
Нр	58,3	Суглинок важкий	1,57	2,30	31,7
Рк	63,4	Глина легка	1,65	2,34	29,5

Чорноземи приазовські лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ відрізняються меншими величинами фізико-механічних властивостей порівняно із зональними чорноземами приазовськими, що зумовлено їх більш легким гранулометричним складом.

Дослідження вмісту польової вологи в ґрунтах пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к показали, що її максимальна кількість спостерігається в перехідних горизонтах Нр (рис. 5.2.3 та 5.2.4). Уміст польової вологи в метровому шарі ґрунту пробної площі ЧП–В1к становить 296 мм, пробної площі ЧП–В2к – 308 мм.

Чорноземам приазовським лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ притаманні менші запаси польової вологи в поверхневому метровому шарі ґрунту (269 мм) порівняно із зональними чорноземами звичайними (296 мм). Це пояснюється більш легким

гранулометричним складом та меншою щільністю скелету похованих чорноземів приазовських.

Таблиця 5.2.6

Фізико-механічні властивості чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв'язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Пробна площа ЧП–В1к			
Нор	200	76,8	863
Н	380	85,8	742
Нр	250	64,3	650
Рк	270	61,5	620
Пробна площа ЧП–В2к			
Нор	215	75,0	772
Н	320	82,3	715
Нр	245	65,9	641
Рк	268	62,7	605

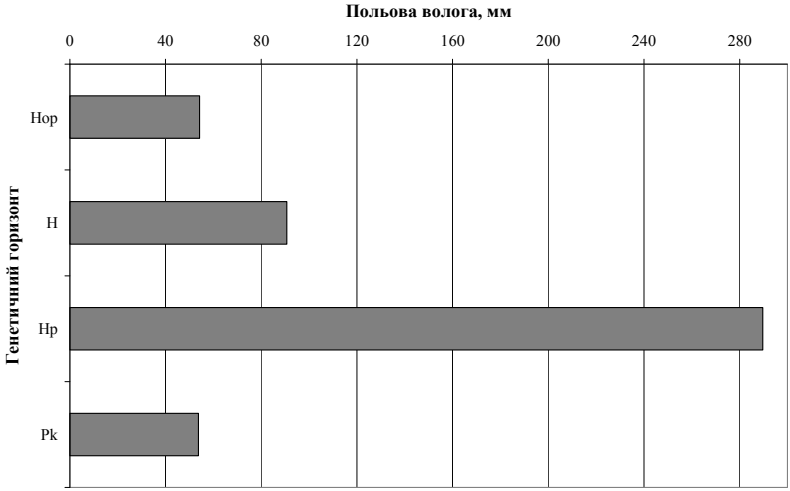


Рис. 5.2.3. Уміст польової вологи в чорноземах приазовських пробної площі ЧП–В1к (жовтень 2009 р.)

Чорноземи приазовські внаслідок їх важкого гранулометричного складу характеризуються збільшеними величинами недоступної для рослин вологи (табл. 5.2.7), при цьому її величини з глибиною

збільшуються. У той же час значні величини польової вологоємності сприяють формуванню в ґрунті підвищених запасів продуктивної вологи. Орний горизонт Нор пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к відрізняється зменшеними величинами водопроникності порівняно з іншими горизонтами, однак її величини не є критичними, тобто для цих ґрунтів характерне переважання глибинного стоку над поверхневим. З глибиною спостерігається збільшення величини водопідйомної здатності, що зумовлює повне використання ґрунтової вологи фітоценозом.

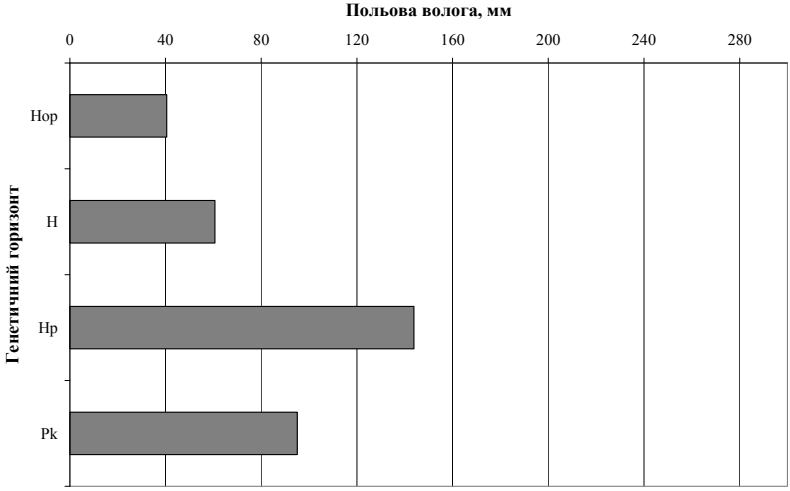


Рис. 5.2.4. Уміст польової вологи в чорноземах приазовських пробної площі ЧП–В2к (жовтень 2009 р.)

Похованим чорноземам приазовським з наявними ЕҐВ характерні більш сприятливі водно-фізичні властивості порівняно із зональними чорноземами приазовськими, що проявляється у зменшених величинах недоступної для рослин вологості в'янення, збільшених величинах продуктивної вологи та водопроникності поверхневих горизонтів похованого ґрунту.

У результаті дослідження теплофізичних властивостей чорноземів приазовських пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к (табл. 5.2.8) виявлено, що величини температуропровідності, теплоємності та теплопровідності збільшуються з глибиною. Такий розподіл величин теплофізичних властивостей зумовлений особливостями розподілу органічних речовин та вмістом фізичної глини за профілем зональних приазовських чорноземів.

Таблиця 5.2.7

Водно-фізичні властивості чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова вологоємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Пробна площа ЧП–В1к						
Нор	10,2	16,2	38,6	22,4	1,17	1,00
Н	10,9	15,4	43,9	28,6	1,34	1,28
Нр	11,7	17,4	45,6	32,3	1,62	1,46
Рк	12,0	14,0	48,7	36,7	1,37	1,48
Пробна площа ЧП–В2к						
Нор	10,3	15,5	40,1	24,7	1,20	1,09
Н	10,5	15,8	45,2	29,5	1,28	1,30
Нр	11,0	16,5	46,8	30,3	1,51	1,39
Рк	11,5	17,3	49,4	32,2	1,33	1,42

Таблиця 5.3.8

Теплофізичні властивості чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Пробна площа ЧП–В1к			
Нор	3,608	1,173	0,423
Н	2,642	1,068	0,282
Нр	2,548	0,971	0,247
Рк	2,206	0,993	0,219
Пробна площа ЧП–В2к			
Нор	3,619	1,148	0,412
Н	2,754	1,099	0,304
Нр	2,621	0,978	0,259
Рк	2,278	1,012	0,228

Чорноземам приазовським лісового культурбіогеоценозу з наявними ЕҐВ характерні менші величини теплофізичних властвостей (окрім шару еолового матеріалу) порівняно із зональними чорноземами приазовськими, що зумовлено меншим умістом у них фізичної глини.

5.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Дослідження гумусового стану похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу і зональних ґрунтів

Донецької та Запорізької областей (табл. 5.3.1, 5.3.4) свідчать, що вони характеризуються гуматним типом обміну (за С. В. Зонном, 1964).

Відкладений еоловий матеріал Heol пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 відрізняється максимальним умістом гумусу (табл. 5.3.1), що можна пояснити його походженням із гумусового горизонту прилеглих чорноземів приазовських. Як показують дослідження (Савостьянов, 1969; Долгилевич, 1978; Можейко, 2000), еоловий матеріал містить більше органічної речовини порівняно з ґрунтом, що видувається. Це пояснюється тим, що в першу чергу видувається мулиста фракція, яка є багатою на органічну речовину. У похованих чорноземах приазовських уміст гумусу зменшується з глибиною.

Таблиця 5.3.1

Уміст та особливості гумусу в ЕҐВ та похованих чорноземах приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$C_{гк}/C_{фк}$
Пробна площа ЧП–В1						
Heol	4,26	2,48	1,12	0,55	0,81	2,04
[H]	4,08	2,37	0,84	0,48	1,05	1,75
[Hp]	3,96	2,30	1,03	0,60	0,67	1,72
[Ph]	3,72	2,16	0,86	0,64	0,66	1,34
Пробна площа ЧП–В2						
Heol	5,07	2,95	1,10	0,55	1,30	2,01
[H]	4,44	2,58	0,97	0,52	1,09	1,88
[Hp]	3,93	2,28	0,73	0,43	1,13	1,72
[Ph]	3,67	2,13	0,61	0,37	1,15	1,64

Еолові відклади меншої потужності (15 см, пробна площа ЧП–В1) характеризуються майже однаковим з похованим гумусовим горизонтом умістом гумінових кислот (рис. 5.3.1). ЕҐВ більшої потужності (20 см, пробна площа ЧП–В2) відрізняються збільшеним умістом гумінових кислот порівняно з похованим гумусовим горизонтом (рис. 5.3.2).

При статистичній обробці отриманих даних умісту гумусу в похованих ґрунтах з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності ($\alpha = 0,05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з

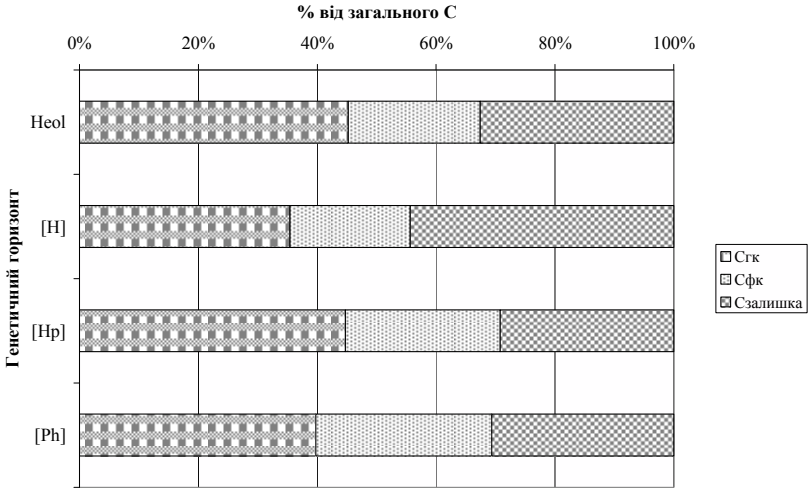


Рис. 5.3.1. Груповий склад гумусу ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу пробної площі ЧП–В1

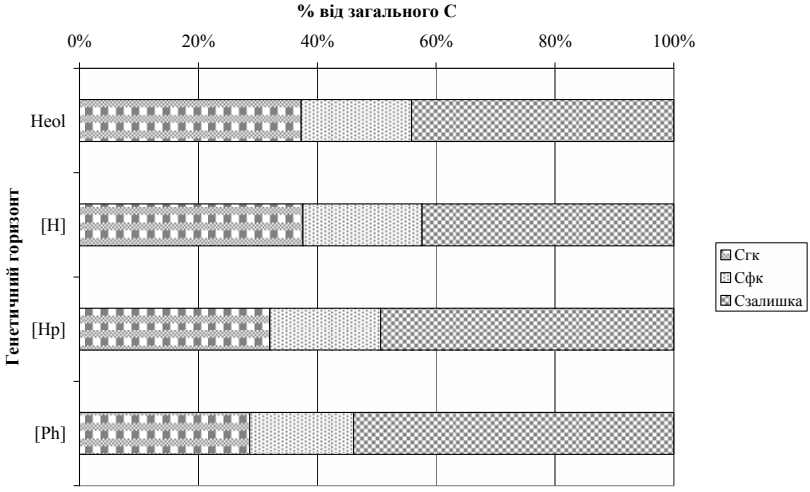


Рис. 5.3.2. Груповий склад гумусу ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу пробної площі ЧП–В2

використанням критерію Фішера ($\alpha = 0,05$). Це свідчить, що відкладання еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах приазовських за вмістом гумусу.

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінності між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності за вмістом гумусу ($\alpha = 0,05$).

Максимальні величини ємності поглинання спостерігаються в ЕҐВ пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 (табл. 5.3.2), що зумовлено максимальним умістом гумусу в цих горизонтах. Серед обмінних катіонів домінує Ca^{2+}, на другому місці знаходиться Mg^{2+}, що свідчить про насичення ґрунтово-поглинального комплексу двовалентними катіонами. Для досліджених ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських характерна висока ступінь насиченості (94,6–95,2 %).

Аналіз водної витяжки ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу (табл. 5.3.3) свідчить про відсутність ознак засолення. Серед аніонів переважає HCO_3^-, серед катіонів – Ca^{2+} та Mg^{2+}. pH водної витяжки є слабколужним.

Для контролю досліджено особливості гумусу зональних приазовських ґрунтів пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В1к (табл. 5.3.4). Уміст гумусу в досліджених ґрунтах з глибиною зменшується, що є характерним для степового типу ґрунтоутворення.

У приазовських чорноземах з глибиною спостерігається зменшення вмісту гумінових кислот з одночасним збільшенням частки залишку, що не розклався (рис. 5.3.3 та 5.3.4).

Для порівняння вмісту гумусу в похованих чорноземах приазовських лісового культурбіогеоценозу та зональних ґрунтах було обчислено його загальні запаси у верхній метровій товщі ґрунту. В умовах Донецької області поховані чорноземи приазовські лісового культурбіогеоценозу (пробна площа ЧП–В1) характеризуються вмістом гумусу 589 т/га, а зональні ґрунти (пробна площа ЧП–В1к) – 529 т/га. В умовах Запорізької області поховані чорноземи приазовські лісового культурбіогеоценозу (пробна площа ЧП–В2) містять гумусу 614 т/га, а зональні ґрунти (пробна площа ЧП–В2к) – 568 т/га. Таким чином, поховані ґрунти відрізняються більшим умістом гумусу порівняно із зональними ґрунтами.

Для контролю досліджено фізико-хімічні властивості зональних чорноземів приазовських (табл. 5.3.5).

Максимальні величини ємності поглинання спостерігаються в орних горизонтах пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к, з глибиною їх величини зменшуються, що зумовлено зменшенням умісту гумусу. Серед обмінних катіонів переважають Ca^{2+} та Mg^{2+}. Приазовські чорноземи характеризуються високим ступенем насиченості (94,3–95,1 %).

Таблиця 5.3.2

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Пробна площа ЧП–В1								
Heol	38,1	28,3	7,1	0,29	0,55	36,2	1,85	95,1
[H]	36,0	26,5	6,9	0,30	0,57	34,3	1,72	95,2
[Hp]	32,7	24,4	6,5	0,03	0,07	31,0	1,70	94,8
[Ph]	29,9	21,8	6,1	0,28	0,09	28,3	1,62	94,6
Пробна площа ЧП–В2								
Heol	37,8	27,8	7,3	0,31	0,54	36,0	1,81	95,2
[H]	35,5	25,9	7,0	0,34	0,56	33,8	1,70	95,2
[Hp]	32,2	23,7	6,6	0,15	0,11	30,6	1,65	94,9
[Ph]	29,4	21,3	6,1	0,29	0,12	27,8	1,59	94,6

Таблиця 5.3.3

Показники аналізу водної витяжки ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
Пробна площа ЧП–В1									
Heol	0,12	0,68	0,14	0,15	0,81	0,19	0,06	0,02	7,2
[H]	0,14	0,72	0,11	0,13	0,72	0,21	0,09	0,04	7,3
[Hp]	0,13	0,51	0,12	0,19	0,64	0,29	0,11	0,08	7,3
[Ph]	0,16	0,55	0,15	0,16	0,78	0,21	0,15	0,12	7,3
Пробна площа ЧП–В2									
Heol	0,11	0,74	0,13	0,16	0,88	0,24	0,05	0,03	7,1
[H]	0,12	0,75	0,12	0,15	0,77	0,17	0,08	0,01	7,1
[Hp]	0,11	0,43	0,12	0,20	0,63	0,21	0,08	0,01	7,2
[Ph]	0,15	0,51	0,14	0,17	0,67	0,15	0,14	0,10	7,3

Таблиця 5.3.4

Уміст та особливості гумусу зональних чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$C_{гк}/C_{фк}$
Пробна площа ЧП–В1к						
Нор	3,90	2,27	0,91	0,47	0,90	1,96
Н	3,78	2,20	0,78	0,45	0,97	1,73
Нр	3,66	2,13	0,67	0,40	1,06	1,68
Рк	3,24	1,88	0,54	0,43	0,91	1,26
Пробна площа ЧП–В2к						
Нор	3,92	2,28	1,01	0,51	0,76	1,97
Н	3,80	2,21	0,88	0,50	0,83	1,75
Нр	3,68	2,14	0,67	0,40	1,07	1,68
Рк	3,21	1,87	0,51	0,36	1,00	1,43

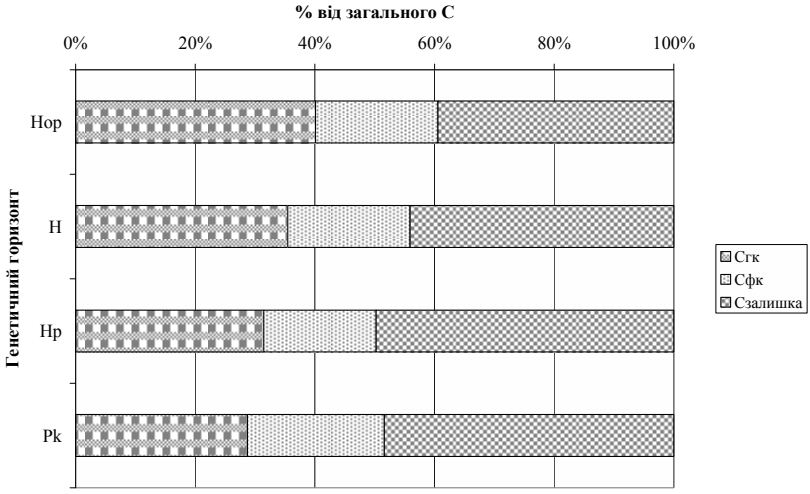


Рис. 5.3.3. Груповий склад гумусу чорноземів приазовських пробної площі ЧП–В1к

Зональні чорноземи приазовські за рахунок більшого вмісту фізичної глини характеризуються більшими величинами ємності

поглинання, суми обмінних катіонів, гідролітичної кислотності та ступенем насиченості порівняно з ЕҐВ та похованими чорноземами приазовськими. При цьому з глибиною спостерігається поступове зменшення зазначених величин.

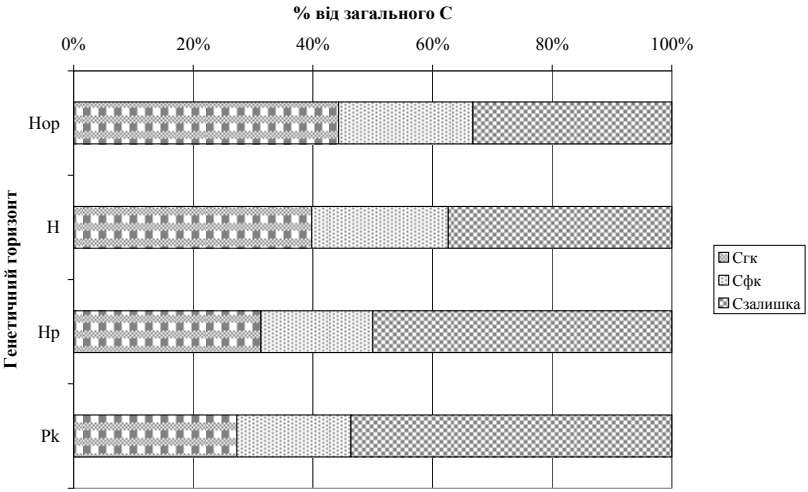


Рис. 5.3.4. Груповий склад гумусу чорноземів приазовських пробної площі ЧП–В2к

Дослідження вмісту водорозчинних форм хімічних елементів зональних чорноземів приазовських (табл. 5.3.6) свідчить про відсутність ознак засолення.

Серед аніонів переважає HCO_3^-, серед катіонів – Ca^{2+} та Mg^{2+}. pH водної витяжки є слабколужним внаслідок значного збагачення чорноземів приазовських карбонатами.

Чорноземи приазовські відрізняються зменшеними величинами сухого залишку порівняно з ЕҐВ та похованими чорноземами приазовськими лісового культурбіогеоценозу. При цьому з глибиною в зональних чорноземах приазовських спостерігається певне збільшення величини сухого залишку. Ознаки засолення в усіх досліджених горизонтах відсутні. pH водної витяжки є слабколужним.

Таблиця 5.3.5

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Пробна площа ЧП–В1к								
Нор	40,4	30,2	7,5	0,23	0,51	38,4	1,97	95,1
Н	37,1	27,3	7,1	0,28	0,50	35,2	1,91	94,9
hP	34,7	25,3	6,8	0,25	0,54	32,9	1,85	94,7
Pk	31,3	22,7	6,0	0,28	0,49	29,5	1,79	94,3
Пробна площа ЧП–В2к								
Нор	41,9	31,5	7,8	0,20	0,48	40,0	1,89	95,5
Н	38,0	28,4	7,2	0,23	0,41	36,2	1,75	95,4
hP	35,5	26,1	6,9	0,24	0,46	33,7	1,79	95,0
Pk	32,1	23,3	6,3	0,26	0,40	30,3	1,83	94,3

Таблиця 5.3.6

Показники аналізу водної витяжки чорноземів приазовських

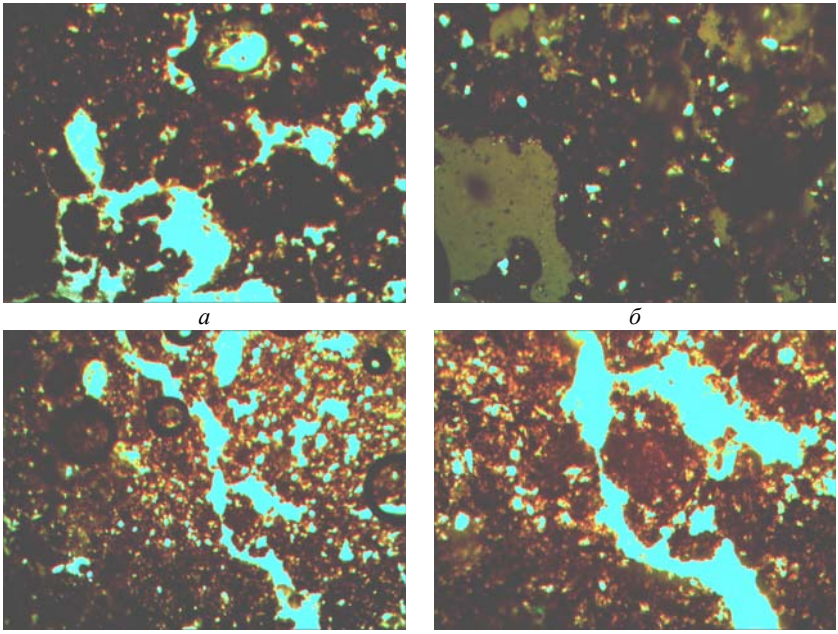
Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
Пробна площа ЧП–В1к									
Нор	0,07	0,53	0,13	0,42	0,84	0,26	0,14	0,03	7,0
Н	0,08	0,61	0,14	0,24	0,66	0,30	0,11	0,02	7,2
hP	0,10	0,64	0,13	0,41	0,77	0,23	0,08	0,02	7,1
Pk	0,11	0,71	0,13	0,23	0,59	0,29	0,08	0,10	7,3
Пробна площа ЧП–В2к									
Нор	0,08	0,58	0,12	0,38	0,78	0,29	0,13	0,04	7,1
Н	0,07	0,62	0,13	0,22	0,68	0,24	0,10	0,02	7,0
hP	0,11	0,60	0,15	0,34	0,74	0,27	0,09	0,03	7,1
Pk	0,12	0,75	0,13	0,24	0,55	0,32	0,07	0,09	7,2

5.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В1

Горизонт Heol (0–15 см)

Гумусований горизонт однорідного темного забарвлення (рис. 5.4.1, *а*). Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.



а *б* *в* *г*

Рис. 5.4.1. Мікроморфологічна будова горизонту Heol пробної площі ЧП–В1:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – каналоподібна пора, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегат в порі, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Скелет переважно складається із зерен кварцу, інші мінерали становлять незначну частину або зустрічаються в поодиноких випадках. Від усієї ґрунтової маси скелет становить 30–35 % за таблицями-шкалами Швецова. Основна маса зерен відноситься до пилуватої фракції, середні та великі зерна зустрічаються в одиничних випадках. Усі мінерали добре обкатані, переважно округлої форми, без гострих граней. Деякі зерна втратили двозаломлення. Орієнтовані в ґрунтовій

масі по стінках пор, у схрещених ніколях чітко можна відстежити лінії, що складені зернами мінералів.

Плазма гумусово-глиниста (рис. 5.4.1, *б*). Гумус чорний, скоагульований. Рослинних залишків майже немає. Глиниста частина з двозаломленням, орієнтована по стінках пор.

Мікроскладення – порове. Представлене в основному великими округлими порами, які в багатьох випадках сполучаються між собою вузькими каналоподібними порами (рис. 5.4.1, *в*). У великих порах іноді знаходяться викиди ґрунтової мезофауни. Стінки пор складені матеріалом основи, скелетними зернами та глинистими кутанами.

Досить погано агрегований горизонт, складений в основному дрібними викидами ґрунтової мезофауни та незначною кількістю великих складних мікроагрегатів (рис. 5.4.1, *г*).

Новоутворення представлені скелетанами – по стінках пор, іде орієнтація зерен мінералів та глинистого матеріалу.

Горизонт [Н] (15–47 см)

Досить однорідний, темний за забарвленням горизонт (рис. 5.4.2, *а*). Більш щільніший за попередній, частка порового простору зменшується.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

Скелет переважно складається із зерен кварцу та польових шпатів, частка інших мінералів незначна, зустрічаються в поодиноких випадках (рис. 5.4.2, *б*). На відміну від попереднього горизонту, тут зростає частка фракції середніх за розміром мінералів, частіше зустрічаються великі мінерали. Зерна мінералів більш вуглуваті та більше різноманіття їх форми. Частка від усієї ґрунтової маси така, як і в попередньому горизонті – приблизно 30–35 % за таблицями-шкалами Швецова. Також, як і в горизонті, що знаходиться вище, зерна орієнтовані по стінках пор.

Плазма гумусово-глиниста (рис. 5.4.2, *в*). Гумус чорний, скоагульований. Рослинні залишки майже відсутні. Глиниста частина з двозаломленням, орієнтована по стінках пор.

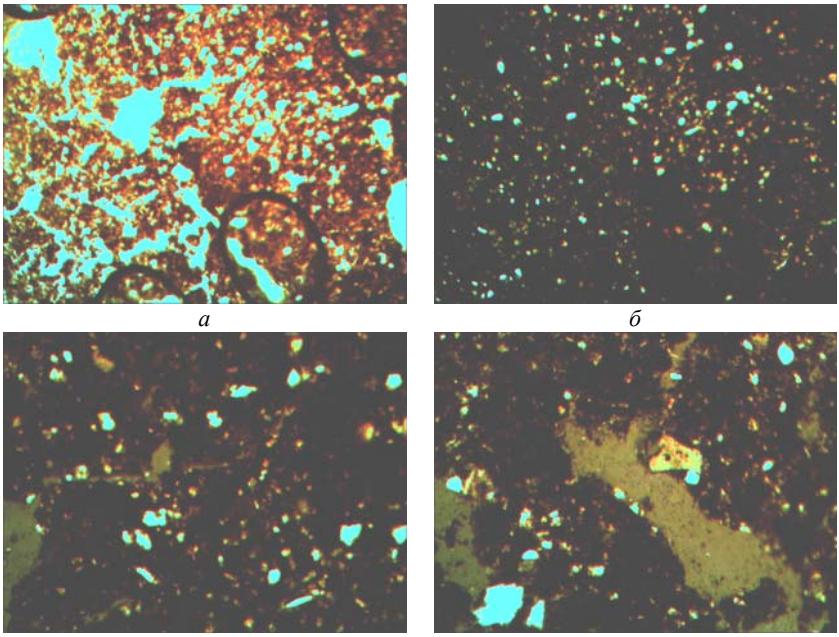
Мікроскладення губчасте. Частка порового простору менша, ніж у попередньому горизонті. Основна маса порового простору припадає на каналоподібні пори (рис. 5.4.2, *г*). Стінки пор, як і в попередньому горизонті, складені матеріалом основи і скелетанами.

Погано агрегований горизонт. Представлений в основному складними великими агрегатами різноманітної форми.

Новоутворення представлені скелетанами – по стінках пор, іде орієнтація зерен мінералів та глинистого матеріалу.

Горизонт [Нр] (47–140 см)

Темного кольору, але дещо світліший за попередні горизонти (рис. 5.4.3, *а*). Менш щільніший за попередній, зі складною сіткою різноманітної форми пор.



а *б*

в *г*

Рис. 5.4.2. Мікроморфологічна будова горизонту [Н] пробної площі ЧП–В1:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі паралельні (збільшення ×60);
в – гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
г – пора, ніколі напівсхрещені (збільшення ×80)

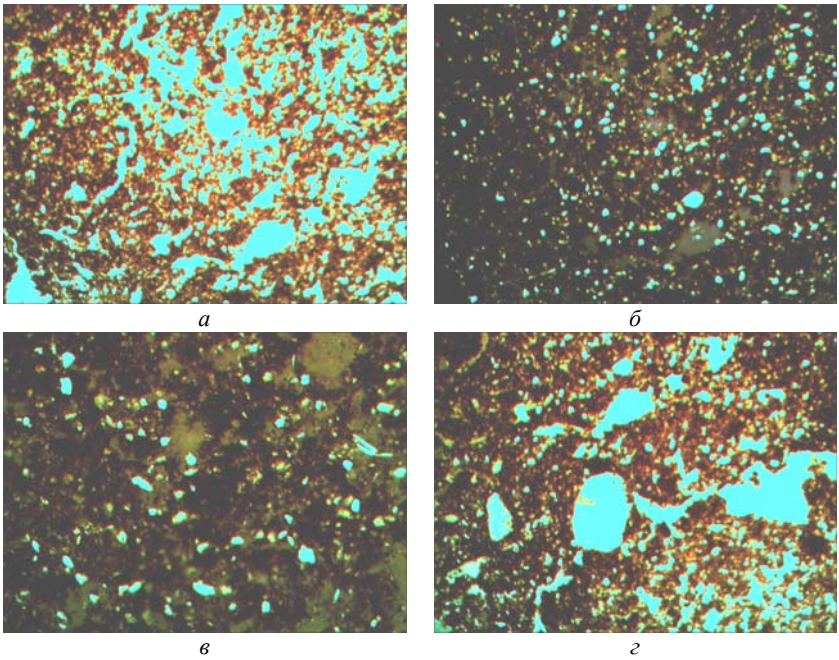
Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

Скелет якісно та кількісно схожий на попередній горизонт [Н] (рис. 5.4.3, *б*). Є відмінність у розташуванні мінеральних зерен у ґрунтовій масі. У горизонті [Нр] зерна не орієнтовані та не мають якоїсь закономірності в розташуванні.

Мікробудова – карбонатно-гумусово-глиниста (рис. 5.4.3, *в*). Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом, який у схрещених ніколях злегка підсвічує ґрунтову масу. Гумус чорний, скоагульований, рівномірно просочує матеріал основи. Глиниста частина з добре помітним двозаломленням та поровим орієнтуванням.

Мікроскладення губчасте. Площа порового простору більша, ніж у попередніх. Збільшується кількість пор та їх форма. З'являються замкнені округлі або видовжені пори. Також присутніми є в цьому горизонті каналоподібні пори (рис. 5.4.3, *г*). Стінки пор в основному

складені матеріалом основи, у небагатьох випадках – глинистими кутанами.



а *б*

в *г*

Рис. 5.4.3. Мікроморфологічна будова горизонту [Нр] пробної площі ЧП–В1:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – карбонатно-гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
г – система пор, ніколі паралельні (збільшення ×60)

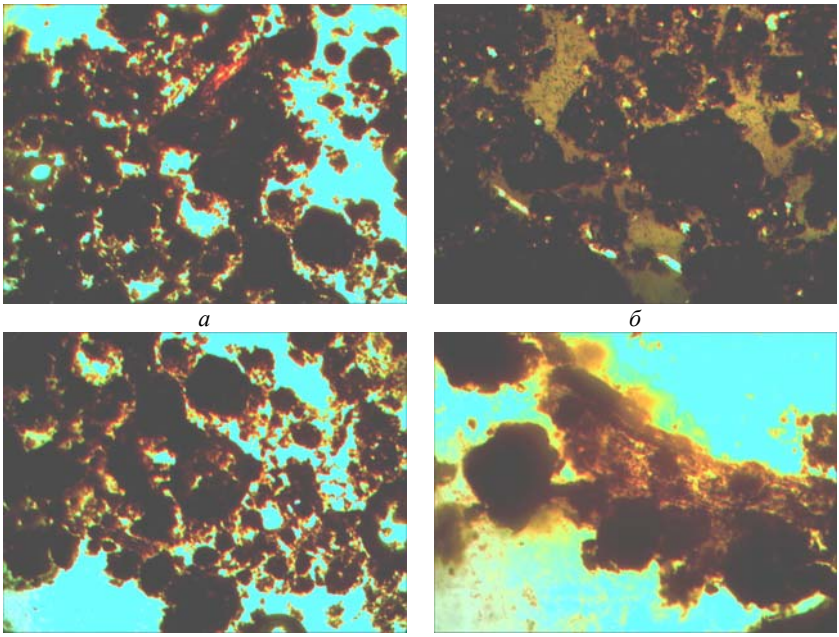
Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП ЧП–В1к

Горизонт Нор (0–10 см)

Темного кольору гумусовий горизонт, пухкий, складений дрібними та середніми за розміром мікроагрегатами (рис. 5.4.4, *а*). Багато рослинних залишків зі слідами розкладення.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

У скелеті домінує кварц та польові шпати. Інші мінерали трапляються в поодиноких випадках. За розмірами домінує пилувата фракція. Зерна окатані, деякі втрачають двозаломлення. Частка від усієї ґрунтової маси приблизно 30 % за таблицями-шкалами Швецова. Орієнтовані по краях мінералів.



а *б*

в *г*

Рис. 5.4.4. Мікроморфологічна будова горизонту Нор пробної площі ЧП–В1к:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – глинисто-гумусова плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – мікроагрегати та викиди ґрунтової мезофауни, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегати та рослинний залишок, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Плазма глинисто-гумусова (рис. 5.4.4, *б*). Гумус чорний, скоагульований, мулевого типу. Гумони розсіяні нерівномірно. Глиниста частина з помітним двозаломленням, але доволі часто замаскована гумусом. Орієнтована по краях мікроагрегатів.

Органіка представлена чорним гумусом скоагульованим, мулевого типу. Гумони в ґрунтовій масі розсіяні нерівномірно. Багато рослинних залишків на однаковій стадії розкладання – зовнішні краї муміфіковані, а внутрішня частина залишків ще зберігає клітинну структуру.

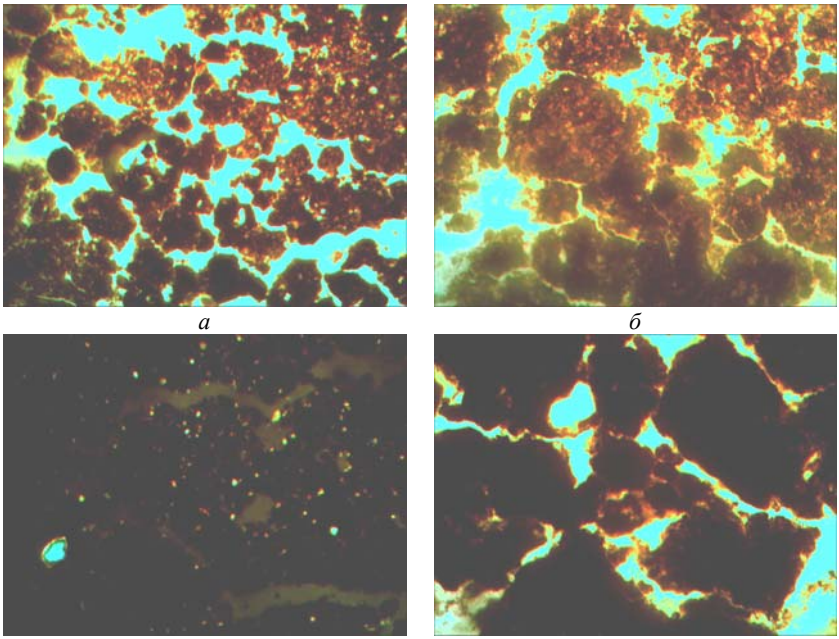
Порове мікроскладення – пухке, агрегати часто не зв'язані між собою. Часто,біля рослинних залишків – викиди фітофагів (рис. 5.4.4, *в*).

Горизонт повністю складений з мікроагрегатів різного розміру та складності. Переважають дрібні за розміром та середні мікроагрегати. Доволі часто краї середніх за розміром мікроагрегатів дифузні, не чіткі (5.4.4, *г*). Біля рослинних залишків – багато дрібних викидів фітофагів.

Горизонт Н (10–35 см)

Темного кольору, з окремими мікрозонами більш світлішого забарвлення (рис. 5.4.5, *а*). Щільніший за попередній горизонт. Більш складна система пор.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.



а *б* *в* *г*

Рис. 5.4.5. Мікроморфологічна будова горизонту Н пробної площі ЧП–В1к:
а – загальний вигляд, система пор, мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – гумусово-глиниста плазма, ніколі паралельні (збільшення ×80);
в – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
г – мікроагрегати, ніколі паралельні (збільшення ×80)

У скелеті домінує кварц та польові шпати (рис. 5.4.5, *б*). Інші мінерали трапляються в поодиноких випадках. За розмірами домінує пилувата фракція. Зерна окатані, деякі втрачають двозаломлення. Частка від усієї ґрунтової маси – приблизно 30 % за таблицями-шкалами Швецова. Орієнтовані по краях мінералів.

Плазма гумусово-глиниста (рис. 5.4.5, *в*). Гумус чорний, скоагульований, мулевого типу. Гумони розсіяні нерівномірно.

Глиниста частина з помітним двозаломленням, орієнтована по краях мікроагрегатів.

Порове мікроскладення – губчасте, мікроагрегати подекуди торкаються один одного. Складна система каналоподібних пор, що утворені внаслідок ущільнення мікроагрегатів між собою.

Органіка представлена чорним гумусом, скоагульованим, мулевого типу. Гумони розсіяні нерівномірно в ґрунтовій масі. Рослинних залишків значно менше, в основному це свіжі, без слідів розкладання, або навпаки – добре розкладені.

Горизонт складений з доволі великих мікроагрегатів, більшість старі за віком, які почали розпадатися на менші, але ще зберегли обриси та форму (рис. 5.4.5, *г*).

Горизонт Нр (30–75 см)

Темно-коричневого кольору, світліший за попередній (рис. 5.4.6, *а*). Неоднорідний за забарвленням, виділяються мікрозони чорного кольору, з добре забарвленим гумусом. Частка гумусу в ґрунтовій масі менша за попередні горизонти.

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата.

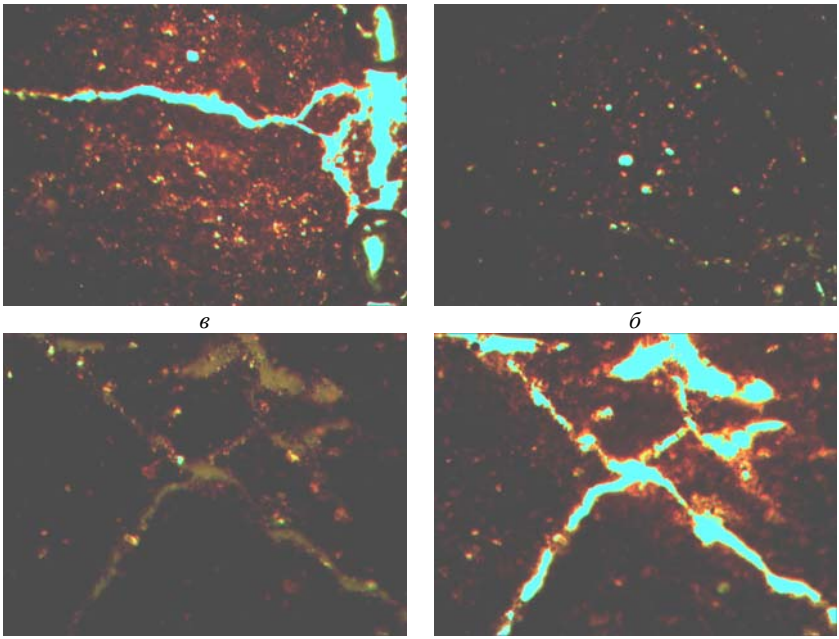
В скелеті домінує кварц та польові шпати (рис. 5.4.6, *б*). Інші мінерали трапляються в поодиноких випадках. По розмірах домінує пилувата фракція. Зерна окатані, деякі втрачають двозаломлення. Доля від всієї ґрунтової маси, приблизно 30 % за таблицями-шкалами Швецова.

Мікробудова – карбонатно-гумусово-глиниста (рис. 5.4.6, *в*). Карбонатна частина представлена дрібнозернистим кальцитом, який у схрещених ніколях злегка підсвічує ґрунтову масу. Гумус чорний, скоагульований, нерівномірно просочує матеріал основи. Глиниста частина з добре помітним двозаломлення та поровим орієнтуванням.

Органічна речовина представлена чорним гумусом, скоагульованим. Матеріал основи промочує нерівномірно, є ділянки з більш інтенсивним чорним забарвленням. Рослинні залишки зустрічаються рідко, свіжі, без слідів розкладання та гуміфікації.

Порова система губчаста. В основному представлена каналоподібними з розгалуженнями та замкненими округлими порами (рис. 5.4.6, *г*). Стінки пор складені матеріалом основи.

Досліджені ЕҐВ та ґрунти характеризуються плазмово-пилуватим елементарною мікробудовою. Характерною особливістю еолових відкладів та похованих ґрунтів є орієнтація мінеральних зерен по порах внаслідок менш оформленої ґрунтової маси порівняно із зональними чорноземами приазовськими. Мінерали в цій масі не зцементовані,



в *б*

д *г*

Рис. 5.4.6. Мікроморфологічна будова горизонту Нр пробної площі ЧП–В1к:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – карбонатно-гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
г – поровий простір, ніколі паралельні (збільшення ×80)

що зумовлює переміщення тонкої глинистої та пилуватої фракцій мінералів вниз по профілю. У зональних ґрунтах орієнтація мінеральних зерен спостерігається по порах та краях агрегатів внаслідок механічного обробітку ґрунту.

5.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських досліджували з використанням рентгеноструктурного аналізу.

Порівняння дифрактограм ЕҐВ (рис. 5.5.1) та похованого гумусового горизонту чорноземів приазовських (рис. 5.5.2) виявило їх гетерогенність за мінералогічним складом.

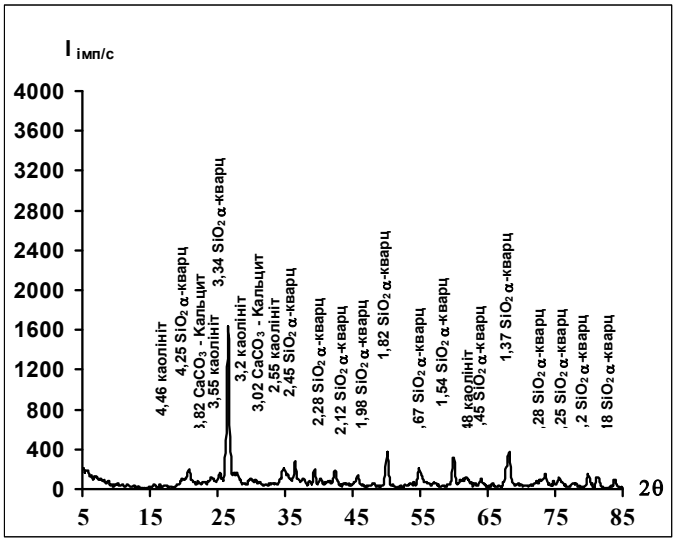


Рис. 5.5.1. Рентгенівська дифрактограма (гор. Heol, пробна площа ЧП–В1)

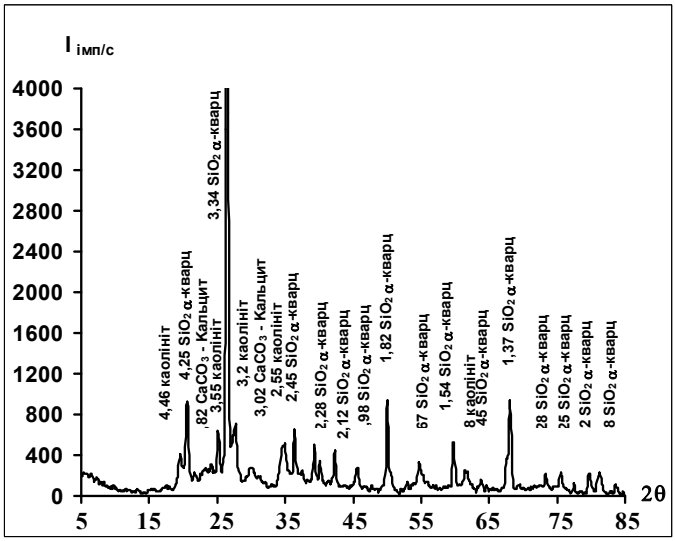


Рис. 5.5.2. Рентгенівська дифрактограма (гор. [Н], пробна площа ЧП–В1)

ЕҐВ містять менше каолініту та кальциту порівняно з похованим гумусовим горизонтом приазовського чорнозему, що можна пояснити їх втратою еоловим матеріалом при вітровому пересуванні ґрунтового

матеріалу. Втрата мінералів також відбувається за рахунок їх пересування з поверхневого еолового шару в похований гумусовий горизонт, який знаходиться нижче.

5.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

ЕҐВ пробних площ ЧП–В1 та ЧП–В2 відрізняються збільшеними величинами природної радіоактивності порівняно з горизонтами похованих чорноземів приазовських (табл. 5.6.1), що свідчить про інтенсивні ґрунтотвірні процеси в еоловому матеріалі.

При статистичній обробці отриманих даних з природної радіоактивності похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності ($\alpha = 0,05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера ($\alpha = 0,05$). Це свідчить, що відкладання еолово-ґрунтового матеріалу різної потужності не призводить до суттєвих змін у похованих чорноземах приазовських за величиною природної радіоактивності.

Таблиця 5.6.1

Природна радіоактивність ЕҐВ та похованих чорноземів приазовських лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Пробна площа ЧП–В1		
Heol	0,852	102,6
[H]	0,896	92,0
[Hp]	0,879	99,6
[Ph]	0,913	112,8
Пробна площа ЧП–В2		
Heol	0,863	101,3
[H]	0,897	92,5
[Hp]	0,908	100,8
[Ph]	0,913	114,2

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінностей між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності за величиною природної радіоактивності ($\alpha = 0,05$).

Для контролю було досліджено природну радіоактивність зональних чорноземів приазовських (табл. 5.6.2).

Максимальні величини природної радіоактивності в чорноземах приазовських виявлено в орних горизонтах пробних площ ЧП–В1к та ЧП–В2к. Починаючи з гумусового горизонту Н спостерігається збільшення величини радіоактивності з глибиною за профілем ґрунту.

Таблиця 5.6.2

Природна радіоактивність чорноземів приазовських

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Пробна площа ЧП–В1к		
Нор	0,899	110,8
Н	0,895	97,8
Нр	0,923	98,4
Рк	0,928	103,9
Пробна площа ЧП–В2к		
Нор	0,905	105,3
Н	0,912	96,5
Нр	0,928	97,9
Рк	0,934	101,4

Дослідженнями встановлено, що орний горизонт зональних чорноземів приазовських характеризується більшими величинами природної радіоактивності порівняно з ЕҐВ. Це можна пояснити більш важким гранулометричним складом зональних чорноземів приазовських порівняно з похованими чорноземами приазовськими лісового культурбіогеоценозу.

6. ВПЛИВ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ НА ФОРМУВАННЯ ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ В УМОВАХ ТИПЧАКОВО-КОВИЛОВИХ СТЕПІВ (*ТЕМНО-КАШТАНОВІ ҐРУНТИ*)

Дослідження екологічних особливостей впливу ЕҐВ на едафотопи лісових культурбіогеоценозів в умовах темно-каштанових ґрунтів виконували протягом 3 років (2007–2009 рр.) в буферній зоні Біосферного заповідника «Асканія-Нова» ім. Ф. Е. Фальц-Фейна НААН України, розташованого в Чаплинському р-ні Херсонської обл., де було закладено 4 ключові пробні площі та 12 додаткових, що дало можливість дослідити вплив ЕҐВ різного віку. Ця територія відноситься до Південного району степової зони України за проявом вітрової ерозії ґрунтів (Долгилевич, 1978), а також до сухостепової зони, сухостепової сухої підзони (Полупан, 2005).

6.1. Еколого-лісотипологічна характеристика лісового культурбіогеоценозу та макроморфологічна характеристика профілів едафотопів

Лісовий культурбіогеоценоз розташований на відстані 2 км на схід від смт Асканія-Нова Чаплинського р-ну Херсонської обл. у буферній зоні Біосферного заповідника «Асканія-Нова» НААНУ.

Лісотипологічна формула (за О. Л. Бельгардом, 1971): $\frac{СГ_{0-1}}{тін.-III}$ 10 Д. зв.

Тип лісорослинних умов – суглинок сухий ($СГ_{0-1}$).

Тип світлової структури – тіньовий, з підсиленим світловим станом.

Тип деревостану – 10 д. зв., III ступінь розвитку, віком 30–40 років, знаходиться у пригніченому стані, зімкненість 0,4, середня висота 3 м.

Чагарниковий підлісок відсутній.

У серпні 2007 р. трав'янистий покрив був представлений пирієм повзучим (*Elytrigia repens* (L.) Nevski), тонконогом вузьколистим (*Poa angustifolia* L.), підмаренником м'яким (*Galium mollugo* L.) (поодиноко). Загальне проективне покриття становить приблизно 60 %.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–07

Heol	0–30 см	Еоловий відклад, темно-сірий, сухий, пилоподібного складення, супіщаний, шаруватий. Перехід чіткий за структурою та щільністю.
[H(e)]	30–80 см	Гумусовий, темно-сірий, сухий, дрібногрудкуватої

		структури, суглинистий, значно насичений коренями, наявні ходи коренів та черв'яків. Перехід за забарвленням та структурою.
[Hpk(i)]	80–90 см	Сухий, сірий, грудкуватий, глинистий, корені дерев, суглинистий. Перехід за забарвленням та щільністю.
[Ph]	90–110 см	Сухий, сірий, грудкуватої структури, суглинистий, інколи зустрічаються корені дерев. Перехід за забарвленням. Закипання з глибини 110 см.

Ґрунт – темно-каштановий сильновилугований малогумусовий важкосуглинистий на лесоподібних суглинках (мілкопохований з еоловими відкладами потужністю 30 см).

У листопаді 2008 р. шар еолового відкладу був майже суцільно покритий пирієм повзучим (*Elytrigia repens* L.) з проективним покриттям приблизно 85 %.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–08

Heol	0–28 см	Еоловий відклад, сухий, темно-сірий, спостерігаються зачатки дрібногрудкуватої структури, суглинистий, дещо ущільнений, значна насиченість коренями трав'янистої рослинності. Перехід чіткий за щільністю.
[H(e)]	28–50 см	Похований гумусовий горизонт, сухий, сірий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, щільний, значно насичений корінням. Перехід за забарвленням.
[Hpk(i)]	50–90 см	Сухий, світло-сірий, дрібногрудкуватий, суглинистий, щільний. Закипання з глибини 70 см.
[Pk]	90–150 см	Палевий, сухий, щільний, включення білозірки, материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – темно-каштановий слабковилугований малогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках (із середнім наносом еолового матеріалу потужністю 28 см).

У вересні 2009 р. шар еолового відкладу був покритий пирієм повзучим (*Elytrigia repens* L.) із проективним покриттям приблизно 95 %.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–09

Heol	0–8 см	Еоловий відклад, вологуватий, темно-сірий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, значна насиченість коренями трав'янистої рослинності. Перехід чіткий за щільністю та шаром мінералізованої трав'янистої рослинності.
[H(e)]	8–46 см	Похований гумусовий горизонт, сухий, сірий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, щільний, значно насичений кореням. Перехід за щільністю та насиченням кореням.
[Hpk(i)]	46–70 см	Сухий, світло-сірий, дрібногрудкуватий,

		суглинистий, ущільнений. Перехід за забарвленням та щільністю. Закипання з глибини 60 см.
[Pk]	70–120 см	Палевий, сухий, щільний, включення білозірки, материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – темно-каштановий слабковилугований малогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках (з мілким наносом еолового матеріалу потужністю 8 см).

Контрольну пробну площу АН–09к закладено на вільному полі на відстані 50 м на захід від лісосмуги.

Трав'янистий покрив представлений злинкою канадською (*Erigeron canadensis* L.) із проективним покриттям 70 % та пирієм повзучим (*Elytrigia repens* L.) із проективним покриттям 25 %.

Макроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–09к

Нор	0–10 см	Орний горизонт, гумусовий, сухий, сірий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, пухкий, значна насиченість коренями трав'янистої рослинності. Перехід чіткий за щільністю та насиченістю коренями трав'янистої рослинності.
Нр	10–36 см	Гумусовий горизонт, сухий, сірий, дрібногрудкуватої структури, суглинистий, ущільнений, насичений коренями. Перехід за щільністю та забарвленням.
Phk	36–56 см	Сухий, світло-сірий, дрібногрудкуватий, суглинистий, ущільнений, суглинистий. Перехід за забарвленням та щільністю. Закипання з глибини 47 см.
Pks	56–120 см	Палевий, сухий, щільний, включення білозірки, материнська порода – лесоподібний суглинок.

Ґрунт – темно-каштановий карбонатний малогумусовий суглинистий на лесоподібних суглинках.

6.2. Фізичні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

ЕҐВ відрізняються полегшеним гранулометричним складом порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового біогеоценозу (табл. 6.2.1). При цьому спостерігається збільшення вмісту фізичної глини в еоловому матеріалі з часом (18,7 % – в однорічних та 24,2 % – у трирічних ЕҐВ). У той же час спостерігається збільшення вмісту фізичної глини в похованому гумусовому горизонті [Н(е)].

При статистичній обробці отриманих даних гранулометричного складу похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різного віку ($\alpha = 0{,}05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням

критерію Фішера ($\alpha = 0{,}05$). Це свідчить, що вплив ЕҐВ різного віку не призводить до суттєвих змін у гранулометричному складі похованих темно-каштанових ґрунтів.

Таблиця 6.2.1

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за грануло-метричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Пробна площа АН–07					
Heol	18,7	Супісок	1,16	2,67	56,6
[H(e)]	22,2	Суглинок легкий	1,20	2,52	52,4
[Hpk(i)]	60,7	Глина легка	1,36	2,58	46,1
[Ph]	32,4	Суглинок середній	1,57	2,69	41,6
Пробна площа АН–08					
Heol	22,3	Суглинок легкий	1,30	2,50	48,0
[H(e)]	28,9	Суглинок легкий	1,36	2,27	40,1
[Hpk(i)]	58,3	Суглинок важкий	1,47	2,38	38,2
[Ph]	32,4	Суглинок середній	1,57	2,41	34,9
Пробна площа АН–09					
Heol	24,2	Суглинок легкий	1,34	2,44	45,1
[H(e)]	26,4	Суглинок легкий	1,38	2,20	37,3
[Hpk(i)]	56,0	Суглинок важкий	1,48	2,31	35,9
[Pk]	32,5	Суглинок середній	1,56	2,38	34,5

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінностей у похованих ґрунтах з ЕҐВ різного віку за гранулометричним складом ($\alpha = 0{,}05$).

Однорічні ЕҐВ відрізняються мінімальними величинами щільності скелету. З часом відбувається поступове збільшення щільності скелету, що зумовлено їх ущільненням. Отримані дані погоджується з результатами досліджень Г. О. Можейка (2000). Ущільнення спостерігається також у горизонтах похованого ґрунту. Еоловим відкладам притаманні максимальні величини щільності твердої фази, але з часом вони зменшуються, що пояснюється змінами їх мінералогічного складу. Внаслідок максимальних величин щільності скелету еолові відклади відрізняються високою загальною пористістю, яка з часом дещо зменшується.

При дослідженні фізико-механічних властивостей ЕҐВ виявлено, що для однорічного еолового матеріалу характерні максимальні величини липкості та зв'язності (табл. 6.2.2). Це можна пояснити збільшеним умістом у цьому матеріалі водорозчинних солей, які зумовлюють ознаки фізичної солонцюватості (Можейко, 1974). З часом відбувається зменшення липкості та зв'язності еолових відкладів, що пояснюється вимиванням водорозчинних солей. У той же час однорічним ЕҐВ характерна мінімальна величина опірності до здавлювання, яка з часом збільшується. Це пояснюється поступовим збагаченням дворічних та в більшій мірі трирічних еолових відкладів органічною речовиною, яка і зумовлює зростання механічної стійкості ґрунтів.

Таблиця 6.2.2

Фізико-механічні властивості ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв'язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Пробна площа АН–07			
Heol	415	40	425
[H(e)]	335	25	395
[Hpk(i)]	330	22	684
[Ph]	360	40	365
Пробна площа АН–08			
Heol	165	78	550
[H(e)]	155	70	450
[Hpk(i)]	140	60	395
[Ph]	134	55	362
Пробна площа АН–09			
Heol	125	39	805
[H(e)]	245	27	699
[Hpk(i)]	265	46	714
[Pk]	340	21	512

Найбільш оптимальними за фізико-механічними властивостями є ЕҐВ та горизонт [Н(е)] похованого ґрунту.

Дослідження польової вологості на прикладі дворічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–08 показали, що її збільшений уміст властивий для еолового шару Heol (рис. 6.2.1), при цьому він містить 67 мм польової вологи. Запаси польової вологи в поверхневому метровому шарі ґрунту становлять 189 мм, при цьому 36 % цієї вологи міститься в ЕҐВ.

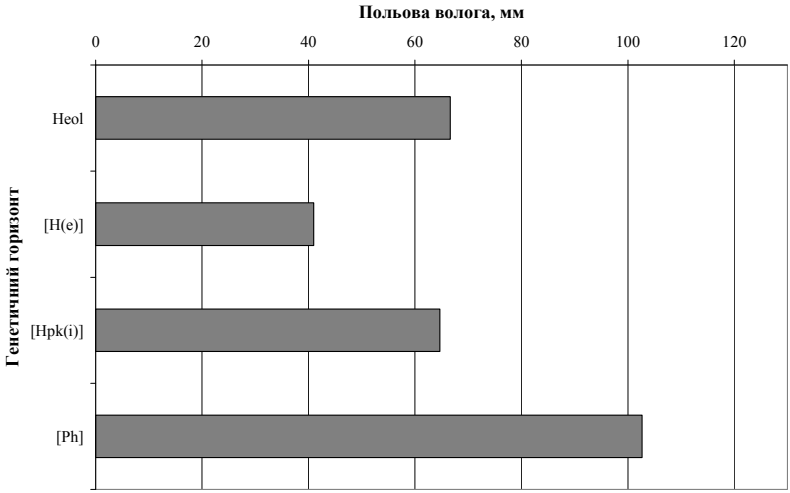


Рис. 6.2.1. Уміст польової вологи у дворічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтах лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–08 (листопад 2008 р.)

ЕҐВ відрізняються зменшеними величинами МГВ порівняно з похованим ґрунтом (табл. 6.2.3). З часом відбувається збільшення її величини, що зумовлено накопиченням фізичної глини та органічної речовини. З часом також спостерігається збільшення величини польової вологоємності, що відображається на збільшенні запасів продуктивної вологи. Подібні зміни спостерігаються також у горизонтах похованого ґрунту. Збільшення з часом величини водопроникності пов’язане з інтенсифікацією процесів структуроутворення, які проявляються через незначний час після утворення ЕҐВ (Можейко, 2000). Збільшені величини водопроникності еолового матеріалу порівняно з горизонтами похованого ґрунту зумовлюють перетворення поверхневого стоку на глибинний, у

результаті чого поповнюються запаси ґрунтової вологи. Величини водопідйомної здатності ЕҐВ та похованих ґрунтів сприяють підтягуванню вологи з глибших горизонтів до поверхневих, де вона найбільш ефективно використовується фітоценозом.

Таблиця 6.2.3

Водно-фізичні властивості ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова вологоємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Пробна площа АН–07						
Heol	5,5	8,3	32,4	24,1	2,1	5,0
[H(e)]	6,0	9,0	29,5	20,6	2,0	5,3
[Hpk(i)]	5,4	8,0	26,7	17,7	1,55	2,25
[Ph]	4,5	6,8	26,7	20,0	1,7	2,3
Пробна площа АН–08						
Heol	6,1	9,2	39,4	30,2	2,2	4,3
[H(e)]	6,2	9,3	39,6	30,3	2,2	2,2
[Hpk(i)]	6,2	9,3	39,0	29,7	1,3	2,4
[Ph]	6,2	9,2	36,4	27,1	1,7	2,5
Пробна площа АН–09						
Heol	6,0	9,0	52,0	43,0	2,3	2,6
[H(e)]	7,0	10,5	38,9	28,4	2,1	1,9
[Hpk(i)]	6,3	9,5	35,2	25,8	1,2	1,3
[Pk]	6,5	9,8	32,1	22,4	1,7	1,6

Дослідженнями теплофізичних властивостей виявлено, що ЕҐВ відрізняються їх зменшеними величинами порівняно з похованим ґрунтом (табл. 6.2.4), що пояснюється більш легким гранулометричним складом еолового матеріалу. Внаслідок поступового накопичення фізичної глини та органічної речовини в ЕҐВ з часом спостерігається поступове збільшення їх величин теплофізичних властивостей. Збільшення величин теплофізичних властивостей з часом є також характерним для похованого ґрунту.

Розглянемо особливості фізичних властивостей темно-каштанових ґрунтів (на прикладі пробної площі АН–09к) та порівняємо їх з фізичними властивостями темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу з наявними трирічними ЕҐВ (на прикладі пробної площі АН–09).

Таблиця 6.2.4

Теплофізичні властивості ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Пробна площа АН–07			
Heol	2,378	1,117	0,266
[H(e)]	3,707	1,393	0,516
[Hpk(i)]	2,820	1,294	0,365
[Ph]	3,379	1,328	0,449
Пробна площа АН–08			
Heol	3,961	1,426	0,565
[H(e)]	3,851	1,418	0,546
[Hpk(i)]	3,424	1,298	0,444
[Ph]	2,949	1,288	0,380
Пробна площа АН–09			
Heol	3,701	1,134	0,420
[H(e)]	3,176	1,196	0,380
[Hpk(i)]	3,883	1,423	0,553
[Pk]	3,855	1,512	0,583

Верхні горизонти Нор та Нр зональних темно-каштанових ґрунтів пробної площі АН–09к характеризуються легкосуглинистим гранулометричним складом (табл. 6.2.5), з глибиною спостерігається збільшення вмісту фізичної глини. Темно-каштанові ґрунти порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу відрізняються більш легким гранулометричним складом, що можна пояснити акумуляційною дією полезахисних лісосмуг щодо глинистої фракції ґрунту, яка видувається з прилеглих полів внаслідок вітрової ерозії.

Орний горизонт темно-каштанових ґрунтів характеризується мінімальною величиною щільності скелету, з глибиною спостерігається її збільшення внаслідок тиску поверхневих горизонтів на нижні. Для орного горизонту Нор властиві максимальні величини щільності твердої фази. Максимальна величина загальної пористості пов’язана з орним горизонтом, з глибиною її величина поступово зменшується. ЕҐВ та поховані темно-каштанові ґрунти лісового культурбіогеоценозу відрізняються більш важким гранулометричним складом та зменшеними величинами щільності скелету та загальної пористості порівняно із зональними темно-каштановими ґрунтами.

Орний горизонт темно-каштанового ґрунту Нор характеризується більшою величиною липкості порівняно з перехідним горизонтом Нр

(табл. 6.2.6). Починаючи з горизонту Нр спостерігається збільшення величини липкості з глибиною, досягаючи максимальної величини (700 г/см^2) у нижньому горизонті Pks, що пояснюється зменшенням умісту органічної речовини. У цілому зональні ґрунти відрізняються більшою липкістю порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу.

Таблиця 6.2.5

Гранулометричний склад та загальні фізичні властивості темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Уміст фізичної глини, %	Назва ґрунту за гранулометричним складом (за Н. А. Качинським, 1965)	Щільність скелету, г/см^3	Щільність твердої фази, г/см^3	Загальна пористість, %
Нор	23,2	Суглинок легкий	1,26	2,56	50,9
Нр	28,7	Суглинок легкий	1,36	2,22	38,7
Phk	33,5	Суглинок середній	1,40	2,27	38,1
Pks	32,9	Суглинок середній	1,60	2,27	29,5

Величини зв’язності орного та перехідного горизонтів майже не відрізняються. Максимальну величину зв’язності (60 Н/см^2), як і липкості, виявлено в нижньому горизонті Pks. При цьому зональні темно-каштанові ґрунти характеризуються більшими величинами зв’язності порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу.

Таблиця 6.2.6

Фізико-механічні властивості темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Липкість, г/см^2	Зв’язність, Н/см^2	Опірність до здавлювання, г/см^2
Нор	425	38	653
Нр	370	37	547
Phk	570	32	517
Pks	700	60	577

Орний шар Нор зональних ґрунтів відрізняється максимальною величиною опірності до здавлювання порівняно з іншими горизонтами, що можна пояснити збільшеним умістом органічної речовини. З глибиною спостерігається зменшення величини опірності до здавлювання, окрім нижнього горизонту Pks. Зональним ґрунтам притаманні менші величини опірності до здавлювання порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу.

Результати дослідження польової вологості у вересні 2009 р. у зональних темно-каштанових ґрунтах наведено на рис. 6.2.2. Збільшений уміст польової вологи виявлено в перехідному горизонті Нр. У похованих темно-каштанових ґрунтах з наявними еоловими відкладами збільшеним умістом польової вологи характеризується похований гумусовий горизонт [Н(е)] (рис. 6.2.3). Зональні темно-каштанові ґрунти характеризуються меншим умістом польової вологи в поверхневому метровому шарі (181 мм) порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу (195 мм) внаслідок їх більш легкого гранулометричного складу.

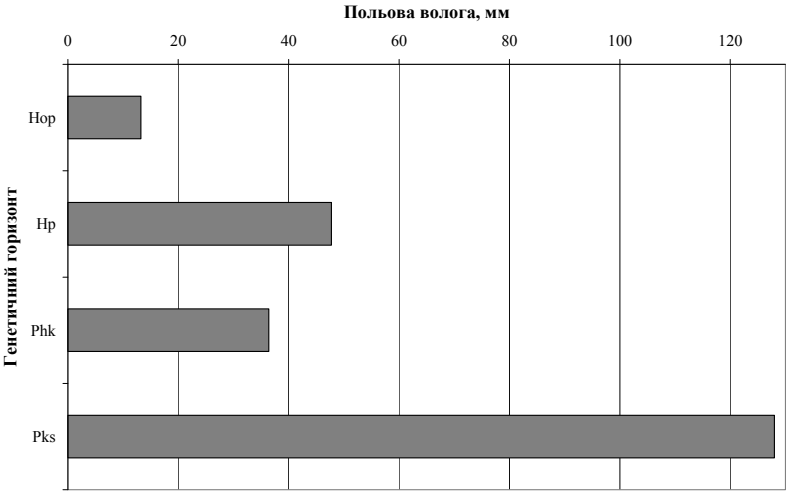


Рис. 6.2.2. Уміст польової вологи в темно-каштанових ґрунтах пробної площі АН–09к (вересень 2009 р.)

Розподіл величин МГВ у зональних темно-каштанових ґрунтах визначається вмістом фізичної глини, зі збільшенням умісту якої

спостерігається збільшення величини МГВ (табл. 6.2.7). Внаслідок значних величин польової вологоємності ці ґрунти відрізняються збільшеними запасами продуктивної вологи. Підвищена величина водопроникності сприяє перетворенню поверхневого стоку на глибинний, що сприятливо позначається на запасах ґрунтової вологи. Величини водопідйомної здатності сприяють підтягуванню вологи з нижніх горизонтів до верхніх, де вона найбільш ефективно використовується рослинністю.

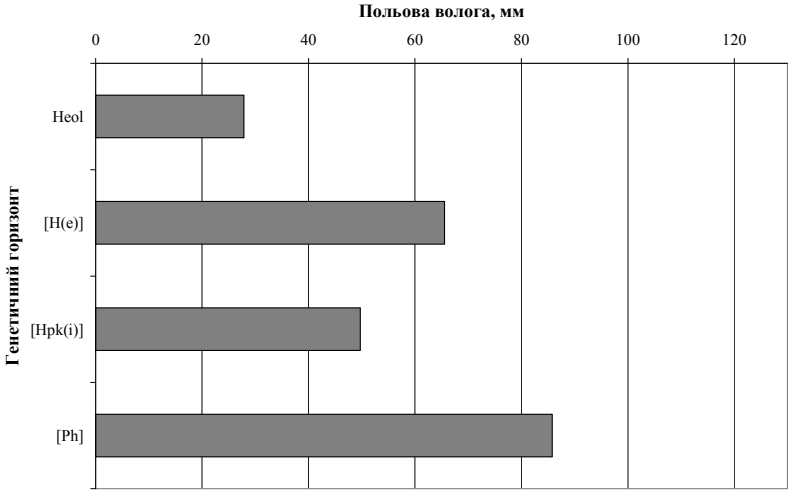


Рис. 6.2.3. Уміст польової вологи в трирічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтах лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–09 (вересень 2009 р.)

Таблиця 6.2.7

Водно-фізичні властивості темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Максимальна гігроскопічна вологість, %	Вологість в'янення, %	Польова вологоємність, %	Діапазон активної вологи, %	Водопроникність, мм/хв.	Водопідйомна здатність, мм/хв.
Hop	6,3	9,5	43,6	34,1	3,3	2,2
Hp	7,3	11,0	34,4	23,4	1,7	1,8
Phk	9,6	14,4	39,7	25,3	1,8	2,0
Pks	7,2	10,8	35,5	24,7	1,6	1,9

Темно-каштанові ґрунти відрізняються зменшеною величиною ДАВ (370 мм) у поверхневому метровому шарі порівняно з похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу (391 мм).

Орний горизонт пробної площі АН–09к відрізняється зменшеними величинами теплофізичних властивостей порівняно з іншими горизонтами (табл. 6.2.8), що пояснюється його більш легким гранулометричним складом. З глибиною спостерігається збільшення величин теплофізичних властивостей, що зумовлене збільшенням умісту фізичної глини.

Таблиця 6.2.8

Теплофізичні властивості темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Температуропровідність, 10^{-7} м^2/с	Теплоємність, МДж/(м^3·К)	Теплопровідність, Дж/(м·с·К)
Нор	3,371	1,263	0,426
Нр	3,644	1,415	0,515
Phk	3,990	1,343	0,536
Pks	3,414	1,282	0,438

Темно-каштанові ґрунти відрізняються збільшеними величинами теплофізичних властивостей порівняно з ЕҐВ та похованими темно-каштановими ґрунтами лісового культурбіогеоценозу.

Таким чином, результати досліджень фізичних властвиостей ЕҐВ свідчать про їх значний вплив на формування фізичних властивостей похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу. При цьому спостерігається відмінність ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів за гранулометричним складом, що зумовлює відмінність за іншими фізичними властивостями. У цілому ЕҐВ та поховані темно-каштанові ґрунти характеризуються сприятливими фізичними властивостями.

6.3. Хімічні та фізико-хімічні властивості ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

Дослідження вмісту та групового складу гумусу ґрунтів лісових культурбіогеоценозів Асканії-Нова з наявними ЕҐВ різної потужності (табл. 6.3.1) показали, що ці специфічні утворення відрізняються гуматним типом обміну.

Однорічні ЕҐВ пробної площі АН–07 відрізняються зменшеним умістом гумусу порівняно з похованим гумусовим горизонтом [Н(е)], в

якому спостерігається його максимальний уміст. Збільшена кількість гумінових кислот спостерігається в еоловому матеріалі та похованому гумусовому горизонті (рис. 6.3.1).

У дворічних еолових відкладах пробної площі АН–08 спостерігається збільшення вмісту гумусу порівняно з однорічними. Це пояснюється інтенсифікацію процесу гуміфікації органічної речовини в цьому еолово-ґрунтовому шарі, а також збагаченням гумусу за рахунок похованого гумусового горизонту, в якому спостерігається його зменшення. У дворічному ЕҐВ спостерігається збільшення величини Сгк/Сфк з одночасним зменшенням у похованому гумусовому горизонті (рис. 6.3.2).

Таблиця 6.3.1

Уміст та особливості гумусу в ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$C_{гк}/C_{фк}$
Пробна площа АН–07						
Heol	2,62	1,52	0,46	0,28	0,78	1,64
[H(e)]	3,88	2,26	0,70	0,36	1,19	1,94
[Hpk(i)]	3,17	1,84	0,53	0,32	0,99	1,66
[Ph]	2,53	1,47	0,40	0,31	0,76	1,29
Пробна площа АН–08						
Heol	2,97	1,73	0,49	0,29	0,94	1,69
[H(e)]	3,72	2,16	0,60	0,31	1,25	1,92
[Hpk(i)]	2,07	1,20	0,34	0,20	0,66	1,70
[Ph]	0,95	0,55	0,13	0,14	0,28	0,93
Пробна площа АН–09						
Heol	3,48	2,02	0,55	0,32	1,15	1,72
[H(e)]	3,90	2,27	0,61	0,31	1,34	1,97
[Hpk(i)]	2,84	1,65	0,45	0,27	0,93	1,67
[Ph]	1,59	0,92	0,21	0,20	0,51	1,05

Максимальний уміст гумусу спостерігається в трирічних ЕҐВ. Збільшення вмісту гумусу виявлено також у похованому гумусовому горизонті. З глибиною спостерігається збільшення вмісту фульвокислот (рис. 6.3.3).

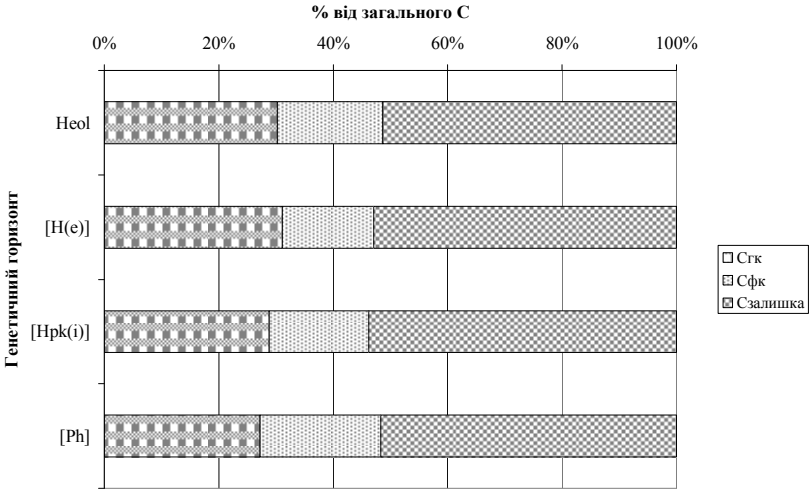


Рис. 6.3.1. Груповий склад гумусу однорічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–07

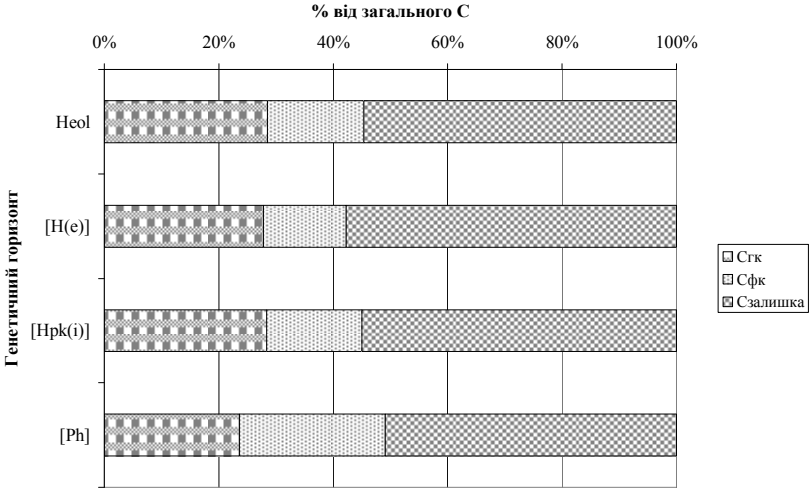


Рис. 6.3.2. Груповий склад гумусу дворічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–08

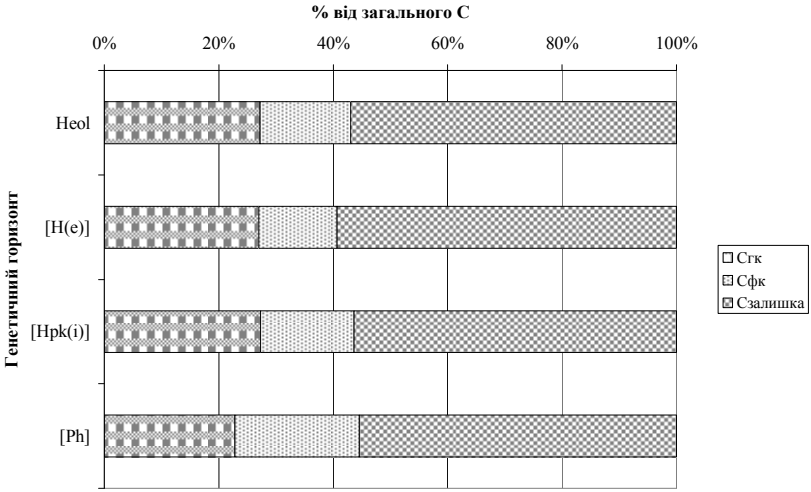


Рис. 6.3.3. Груповий склад гумусу трирічних ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу пробної площі АН–09

При статистичній обробці отриманих даних умісту гумусу в похованих ґрунтах з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різної потужності ($\alpha = 0{,}05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера ($\alpha = 0{,}05$). Це свідчить, що вплив еолово-ґрунтового матеріалу різного віку не призводить до суттєвих змін у похованих темно-каштанових ґрунтах за вмістом гумусу.

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінностей між похованими ґрунтами з ЕҐВ різного віку за вмістом гумусу ($\alpha = 0{,}05$).

Однорічні ЕҐВ пробної площі АН–07 відрізняються збільшеними величинами ємності поглинання порівняно з дво- та трирічними (табл. 6.3.2). Г. О. Можейко (1974) пояснює підвищену ємність поглинання свіжих відкладів збільшеним умістом мулу та пилу. Поверхневі горизонти похованого ґрунту також характеризуються збільшеними величинами ємності поглинання за рахунок важкого гранулометричного складу та вмісту органічної речовини. Серед обмінних катіонів домінують Ca^{2+} та Mg^{2+}. ЕҐВ та поховані темно-каштанові ґрунти відрізняються високим ступенем насиченості (91,9–96,4 %).

Таблиця 6.3.2

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Пробна площа АН–07								
Heol	36,5	23,6	9,8	0,24	0,19	33,8	2,62	92,8
[H(e)]	36,7	25,5	8,9	0,16	0,14	34,7	1,99	94,6
[Hpk(i)]	37,5	26,9	8,5	0,20	0,22	35,8	1,66	95,6
[Ph]	32,0	22,1	8,0	0,20	0,18	30,5	1,49	95,3
Пробна площа АН–08								
Heol	32,5	20,2	9,2	0,27	0,24	29,9	2,62	91,9
[H(e)]	32,1	21,7	8,6	0,21	0,12	30,6	1,49	95,4
[Hpk(i)]	35,1	24,8	8,4	0,26	0,29	33,8	1,33	96,2
[Ph]	40,3	28,0	9,8	0,24	0,22	38,2	1,99	95,1
Пробна площа АН–09								
Heol	32,1	22,1	8,4	0,22	0,2	30,9	1,16	96,4
[H(e)]	36,5	25,8	8,7	0,17	0,15	34,8	1,66	95,4
[Hpk(i)]	40,3	28,4	9,8	0,21	0,21	38,6	1,66	95,9
[Ph]	38,4	26,3	9,1	0,19	0,18	35,8	2,66	93,1

Дослідження фізико-хімічних властивостей одно-, дво- та трирічних еолових відкладів дозволило встановити динаміку цих властивостей протягом трьох років. Однорічні відклади характеризуються максимальною ємністю поглинання, трирічні – мінімальною, дворічні займають проміжне положення. Також однорічні відклади відрізняються максимальною сумою обмінних катіонів, дворічні – мінімальною, трирічні займають проміжне положення. На третій рік спостерігається зменшення гідролітичної кислотності еолових відкладів, що зумовлює максимальну ступінь насичення трирічних відкладів.

Результати аналізу водної витяжки ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу (табл. 6.3.3) показали відсутність засолення.

Серед аніонів переважають Cl^- та SO_4^{2-}, при цьому їх уміст зменшується від однорічних відкладів до трирічних. Серед катіонів домінують Ca^{2+} та Mg^{2+}, уміст яких збільшується від однорічних ЕҐВ до трирічних. pH водної витяжки є нейтральним та слабколужним.

При дослідженні зональних темно-каштанових ґрунтів виявлено, що максимальний уміст гумусу спостерігається в поверхневому орному шарі (табл. 6.3.4). Гумусовий горизонт відрізняється зменшеним умістом гумусу порівняно з орним горизонтом. Це можна пояснити інтенсифікацією гуміфікації в орному шарі за 3–4 останніх роки, коли орний шар досліджуваного ґрунту був вилучений із сільськогосподарського використання. За профілем темно-каштанового ґрунту спостерігається поступове зменшення вмісту загального гумусу та гумінових кислот з глибиною.

На рис. 6.3.4 зображено особливості гумусового стану зональних темно-каштанових ґрунтів пробної площі АН–09к, з якого видно, що в усіх горизонтах вміст гумінових кислот переважає над умістом фульвокислот.

Для порівняння вмісту гумусу в похованих темно-каштанових ґрунтах лісового культурбіогеоценозу та зональних ґрунтах було обчислено його загальні запаси у верхній метровій товщі ґрунту. Виявлено, що в однорічних ЕҐВ та похованому ґрунті (пробна площа АН–07) міститься 407 т/га гумусу. Відклади дворічного еолового матеріалу та похований ґрунт (пробна площа АН–08) характеризуються вмістом гумусу 356 т/га. У трирічних ЕҐВ та похованому ґрунті (пробна площа АН–09) міститься 417 т/га гумусу. Зональні темно-каштанові ґрунти пробної площі АН–09к містять 307 т/га гумусу. Таким чином, максимальне збільшення вмісту гумусу в поверхневій метровій товщі ґрунту зумовлено наявністю трирічних ЕҐВ, що свідчить про поступове накопичення гумусу в ЕҐВ. ЕҐВ та поховані ґрунти лісового культурбіогеоценозу відрізняються збільшеними запасами гумусу порівняно із зональними темно-каштановими ґрунтами.

Таблиця 6.3.3

Показники аналізу водної витяжки ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^-	Cl^-	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	
Пробна площа АН–07									
Heol	0,12	0,31	0,24	0,34	1,02	0,07	0,11	0,02	7,3
[H(e)]	0,03	0,25	0,38	0,38	1,34	0,11	0,13	0,27	7,1
[Hpk(i)]	0,09	0,32	1,07	0,24	1,87	0,09	0,15	0,01	7,0
[Ph]	0,11	0,37	0,62	0,27	1,78	0,19	0,17	0,03	7,1
Пробна площа АН–08									
Heol	0,11	0,15	0,53	0,39	1,81	0,04	0,12	0,03	7,1
[H(e)]	0,03	0,21	0,84	0,33	1,65	0,09	0,14	0,24	7,0
[Hpk(i)]	0,08	0,18	0,35	0,23	1,54	0,11	0,15	0,01	7,1
[Ph]	0,12	0,19	0,38	0,25	1,23	0,29	0,18	0,09	7,2
Пробна площа АН–09									
Heol	0,11	0,16	0,25	0,11	0,92	0,21	0,11	0,05	7,0
[H(e)]	0,03	0,14	0,15	0,14	0,25	0,23	0,12	0,27	7,1
[Hpk(i)]	0,09	0,10	0,30	0,18	1,23	0,09	0,14	0,08	7,4
[Ph]	0,10	0,25	0,25	0,22	1,50	0,65	0,17	0,10	7,3

Таблиця 6.3.4

Уміст та особливості гумусу зональних темно-каштанових ґрунтів пробної площі АН–09к

Генетичний горизонт	Загальна кількість гумусу, %	С загальний, %	С гумінових кислот, %	С фульвокислот, %	С залишку, що не розклався, %	$С_{гк}/С_{фк}$
Нор	3,07	1,78	0,54	0,31	0,93	1,74
Нр	2,45	1,42	0,44	0,23	0,75	1,91
Phk	2,07	1,20	0,34	0,22	0,64	1,55
Pks	1,76	1,02	0,23	0,21	0,59	1,07

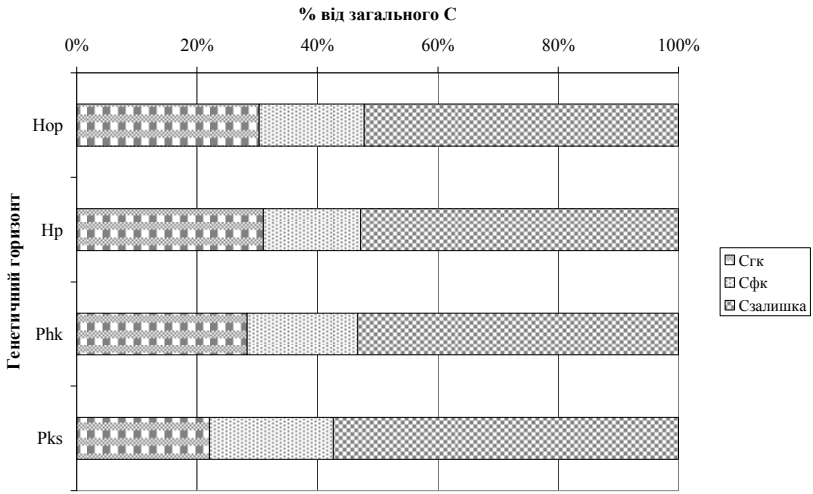


Рис. 6.3.4. Груповий склад гумусу зональних темно-каштанових ґрунтів пробної площі АН–09к

Для контролю було досліджено фізико-хімічні властивості зональних темно-каштанових ґрунтів (табл. 6.3.5). З глибиною спостерігається збільшення величини ємності поглинання, що зумовлено зростанням умісту фізичної глини. Серед обмінних катіонів домінують Ca^{2+} та Mg^{2+}. Темно-каштанові ґрунти характеризуються високим ступенем насиченості (92,3–95,1 %).

При порівнянні похованих темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09) та зональних темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к) за фізико-хімічними властивостями виявлено, що ґрунтам з ЕҐВ характерні більші величини ємності поглинання. Також цим ґрунтам

Таблиця 6.3.5

Ємність поглинання, склад обмінних катіонів, гідролітична кислотність та насиченість темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Ємність поглинання, мг-екв.	Обмінні катіони, мг-екв./100 г ґрунту				Сума обмінних катіонів, мг-екв./100 г ґрунту	Гідролітична кислотність, мг-екв.	Ступінь насиченості, %
		Ca^{2+}	Mg^{2+}	K^{+}	Na^{+}			
Hop	34,8	22,7	9,1	0,15	0,14	32,1	2,66	92,3
Hp	35,0	23,4	9,3	0,12	0,11	32,9	2,06	94,1
Phk	37,3	25,5	9,7	0,11	0,11	35,4	1,83	95,1
Pks	29,5	19,4	8,2	0,11	0,09	27,8	1,66	94,4

Таблиця 6.3.6

Показники аналізу водної витяжки темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Сухий залишок, %	Аніони, мг-екв./100 г ґрунту			Катіони, мг-екв./100 г ґрунту				pH водної витяжки
		HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^{+}	K^{+}	
Hop	0,05	0,13	0,34	0,53	2,30	0,62	0,15	0,11	7,5
Hp	0,03	0,24	0,42	0,40	1,23	0,24	0,18	0,07	7,3
Phk	0,10	0,38	0,43	0,38	1,34	0,75	0,19	0,09	7,2
Pks	0,09	0,34	0,39	0,43	1,31	0,62	0,19	0,10	7,1

притаманні більші величини суми обмінних катіонів та менші величини гідролітичної кислотності, що зумовлює більші величини ступеня насиченості порівняно із зональними темно-каштановими ґрунтами.

Для виявлення різниці за вмістом водорозчинних сполук в ґрунті з наявними ЕҐВ та ґрунті без них у 2009 р. було проаналізовано зональний темно-каштановий ґрунт пробної площі АН–09к. Як видно з результатів досліджень (табл. 6.3.6), серед аніонів, як і в ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтах, переважають Cl^- та SO_4^{2-}. Серед катіонів домінують Ca^{2+} та Mg^{2+}. pH водної витяжки темно-каштанових ґрунтів відрізняється більш лужною реакцією.

Таким чином, ЕҐВ, поховані темно-каштанові ґрунти лісового культурбіогеоценозу та зональні темно-каштанові ґрунти характеризуються сприятливими хімічними та фізико-хімічними властивостями.

6.4. Особливості мікроморфологічної будови ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–09

Горизонт Heol (0–8 см)

Елементарна мікробудова – пилувато-плазмова. Забарвлення темне, однорідне, розподілено рівномірно. Насиченість гумусом велика (рис. 6.4.1, *а*).

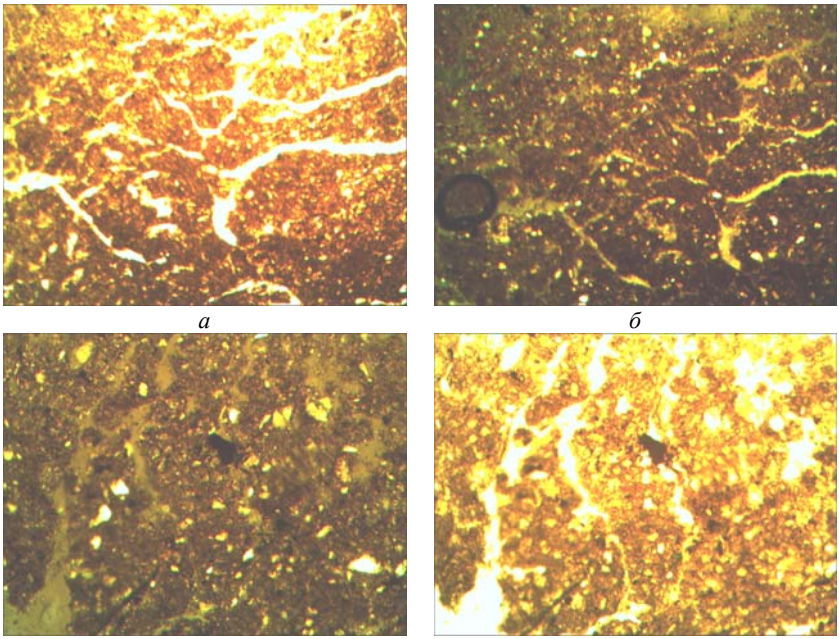
Скелет складається із зерен невеликого та середнього розміру, які в ґрунтовому матеріалі розташовані рівномірно. Складається із зерен кварцу та польових шпатів, мають обкатану форму та середні розміри (рис. 6.4.1, *б*).

Плазма гумусово-глиниста, має буровато-чорний гумус, який включає в себе гумони, що мають розсіяне положення в ґрунтовому шарі (рис. 6.4.1, *в*). Глиниста плазма основи – з помітним двозаломленням, не орієнтована. Гумусова основа переважає, має помітне двозаломлення з крапчастим орієнтуванням, чорна та бурувато-чорна з розсіяними гумонами.

Структурні окремості. Горизонт погано агрегований, що свідчить про початковий етап формування структурних окремостей в еолових відкладах. Агрегати правильної форми, великих та середніх розмірів, складної та простої структури.

Органічна речовина представлена темним гумусом, який вміщає гумони, що нерівномірно розповсюджені в ґрунтовому шарі (рис. 6.4.1, *г*).

Пори невеликого та середнього розміру, міжагрегатні, щелеподібної форми.



а *б* *в* *г*

Рис. 6.4.1. Мікроморфологічна будова трирічних ЕҐВ пробної площі АН–09:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – карбонатно-гумусово-глиниста плазма, ніколі схрещені (збільшення ×80);
г – гумони, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Горизонт [H(e)] (8–46 см)

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Забарвлення рівномірне, темно-коричневе (рис. 6.4.2, *а*).

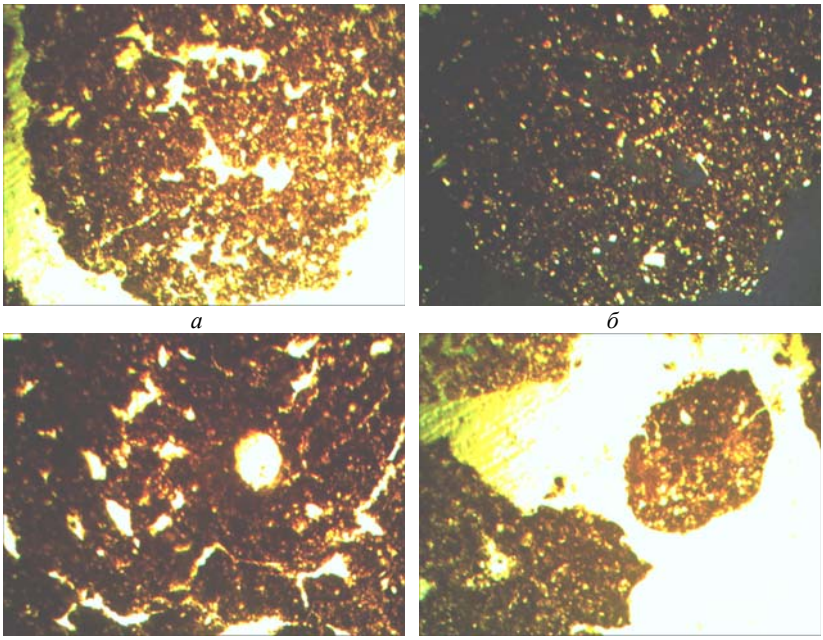
Скелет складається із зерен кварцу та польових шпатів. Зерна розміщені рівномірно, обкатаної форми, не сортовані за розміром (рис. 6.4.2, *б*).

Плазма глинисто-гумусова, світло-коричневого кольору, більш-менш однорідна. Глиниста основа з помітним двозаломленням, не орієнтована.

Органіка вміщує в себе гумони, які нерівномірно розповсюджені в ґрунтовій товщі.

Пористість. Загальна форма пор має каналоподібний вигляд. Значна доля припадає на міжагрегатні пори (рис. 6.4.2, *в*).

Агрегати. Горизонт добре агрегований (рис. 6.4.2, *г*). Переважають агрегати округлої форми, великих розмірів, що свідчить про діяльність ґрунтової мезофауни.



а *б*

в *г*

Рис. 6.4.2. Мікроморфологічна будова горизонту [H(e)] пробної площі АН–09:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – замкнені та округлі пори, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегат у порі, ніколі паралельні (збільшення ×60)

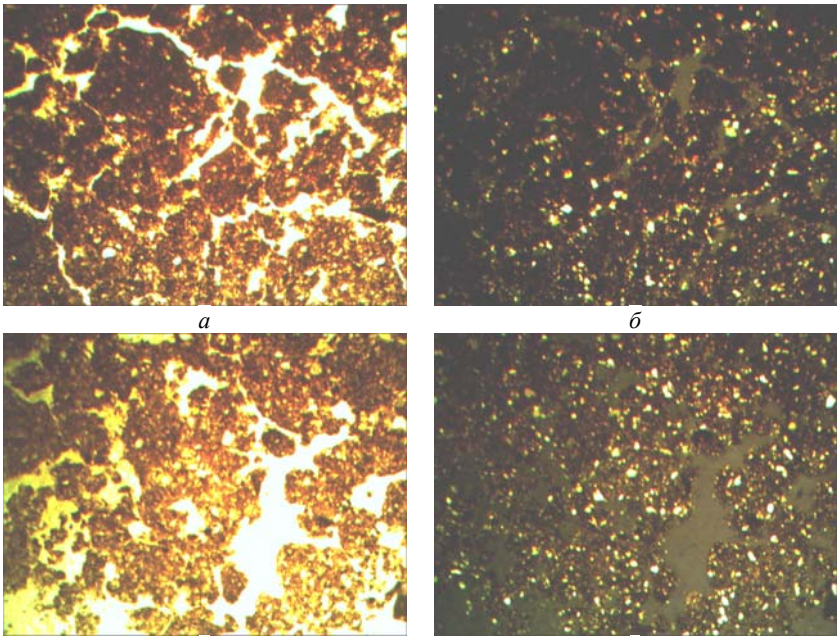
Горизонт [Hpk(i)] (46–70 см)

Елементарна мікробудова – піщано-пилувата. Більш шільна за попередній горизонт та світліша, що свідчить про меншу насиченість гумусом. Забарвлення ґрунтового матеріалу рівномірне, коричневе (рис. 6.4.3, *а*).

Скелет. Зерна скелету в цілому подібні до попереднього горизонту, невеликого розміру, прозорі, переважно обкатаної форми. У ґрунтовому матеріалі розміщені більш-менш рівномірно, мають середні розміри. Складаються із зерен кварцу та польових шпатів.

Гумусово-глиниста плазма основи має темний колір, включає в себе гумони, які розсіяні по всій поверхні ґрунтового шару. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням орієнтована крапчасто, більш-менш рівномірно (рис. 6.4.3, *б*).

Органічна речовина представлена темним гумусом, який включає в себе гумони, які нерівномірно розповсюджені в ґрунтовому шарі.



а *б* *в* *г*

Рис. 6.4.3. Мікроморфологічна будова горизонту [Hpk(i)] пробної площі АН–09:
а – мікробудова, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – плазма гумусово-глиниста, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – поровий простір, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – поровий простір, ніколі схрещені (збільшення ×60)

Пористість. Щільність ґрунтового матеріалу зростає. Складна система міжагрегатних пор із плівками полініту. Пори невеликого розміру (рис. 6.4.3, *в*, 6.4.3, *г*).

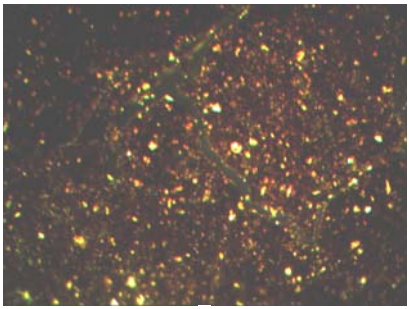
Агрегати. Горизонт добре агрегований. Агрегати прості та складні за своєю будовою, невеликі за розмірами.

Горизонт [Pk] (70–120 см)

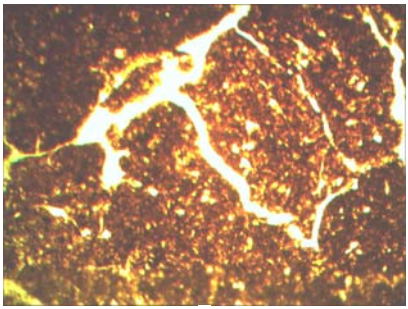
Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Забарвлення рівномірне, приблизно такого ж кольору, як і попередній горизонт.

Скелет. Зерна скелету в більшості невеликого та середнього розміру, прозорі, обкатаної форми, являють собою зерна кварцу та польових шпатів.

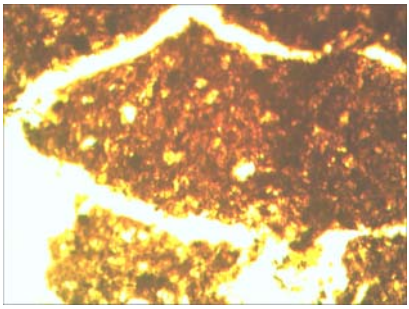
Гумусово-глиниста плазма, має темний колір, включає в себе гумони, які розсіяні в ґрунтовому шарі. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням, орієнтована крапчасто.



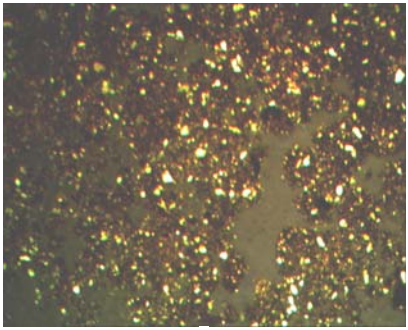
а



б



в



г

Рис. 6.4.4. Мікроморфологічна будова горизонту [Pk] пробної площі АН–09:
а – система каналоподібних пор, ніколі схрещені (збільшення ×60);
б – система каналоподібних пор, нікелі паралельні (збільшення ×80);
в – мікроагрегат у міжпоровому просторі, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – мікроагрегат у міжпоровому просторі, нікелі схрещені (збільшення ×60)

Пористість. Пори невеликого та середнього розміру, міжагрегатні, каналоподібної форми (рис. 6.4.4, *а*; 6.4.4, *б*).

Структурні окремості ґрунтового матеріалу. Горизонт добре агрегований, трохи краще ніж попередній шар. Складений з невеликих за розміром агрегатів складної та простої структури (рис. 6.4.4, *в*; 6.4.4, *г*).

Мікроморфологічна характеристика ґрунтового розрізу ПП АН–09к

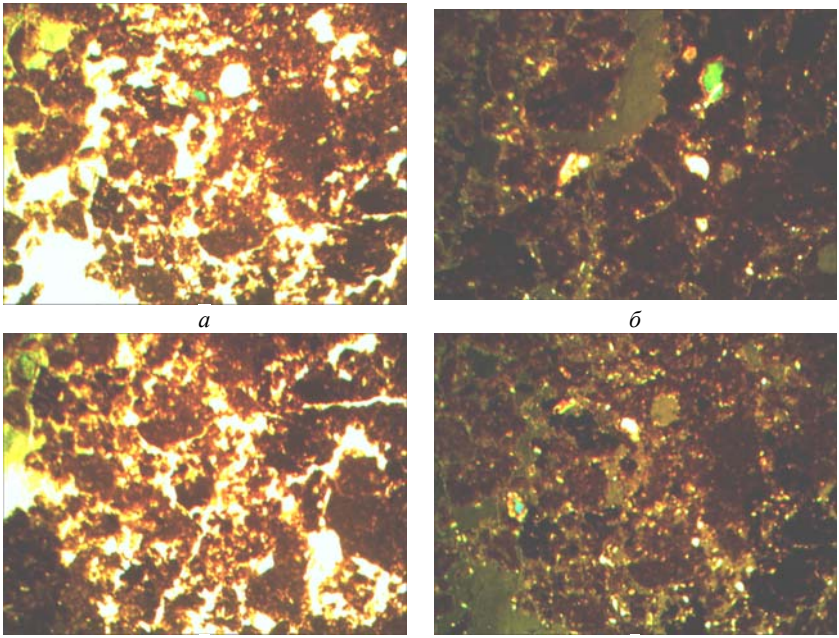
Горизонт Нор (0–10 см)

Елементарна мікробудова – піщано-пилувато-плазмова. Забарвлення темне, неоднорідне, має мікрозони, які мають темніше забарвлення, що дає чорний гумус (рис. 6.4.5, *а*).

Скелет складається із зерен невеликого та середнього розміру, які в ґрунтовому матеріалі розташовані рівномірно. Складається із зерен

кварцу та польових шпатів, мають обкатану форму та середні розміри (рис. 6.4.5, *б*).

Плазма гумусово-глиниста, має буровато-чорний гумус, який включає в себе гумони, які мають розсіяне положення у ґрунтовому шарі. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням, не орієнтована. Гумусова основа переважає, має помітне двозаломлення, крапчасто орієнтована, чорна і бурувато-чорна з розсіяними гумонами.



а *б*

в *г*

Рис. 6.4.5. Мікроморфологічна будова горизонту Нор пробної площі АН–09к:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – мікроагрегат, ніколі паралельні (збільшення ×60);
г – гумусово-глиниста карбонатна плазма, ніколі схрещені (збільшення ×60)

Структурні відокремленості. Горизонт добре агрегований. Агрегати правильної форми, великих та середніх розмірів, складної та простої структури, що зумовлено значним насиченням органікою (рис. 6.4.5, *в*).

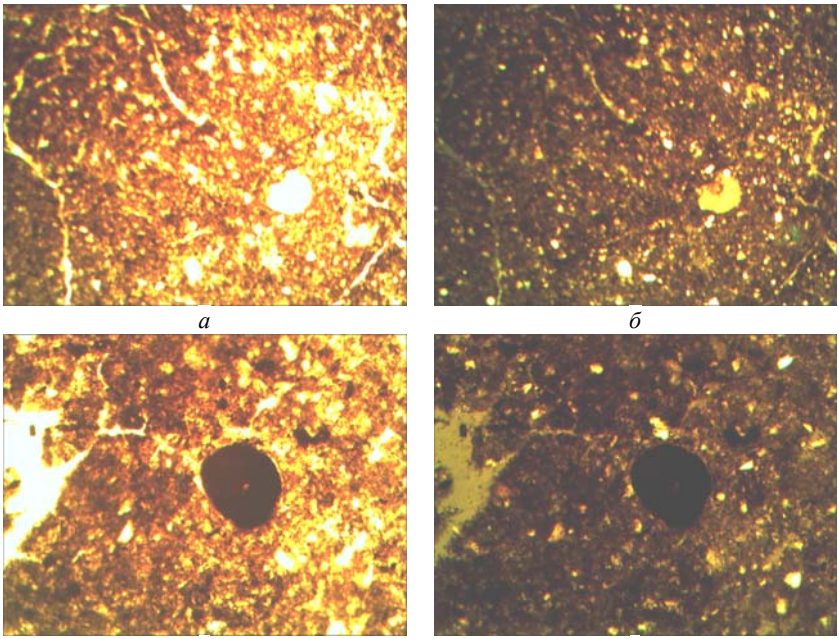
Органічна речовина представлена темним гумусом, який вміщає гумони, що нерівномірно розповсюджені в ґрунтовому шарі.

Пори невеликого та середнього розміру, міжагрегатні, каналоподібної форми (рис. 6.4.5, *г*).

Горизонт Нр (10–36 см)

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Забарвлення нерівномірне, більш світлого кольору, ніж попередній горизонт. Насиченість гумусом менша.

Скелет. Зерна скелету переважно невеликого та середнього розміру, прозорі, обкатаної форми, являють собою зерна кварцу та польових шпатів, у грунтовому матеріалі розміщені більш-менш рівномірно.



а *б* *в* *г*

Рис. 6.4.6. Мікроморфологічна будова горизонту Нр пробної площі АН–09к:
а – поровий простір, ніколі паралельні (збільшення ×60);
б – поровий простір, ніколі напівсхрещені (збільшення ×60);
в – гумони, ніколі паралельні (збільшення ×80);
г – гумони, ніколі схрещені (збільшення ×80)

Плазма – гумусово-глиниста, має темний колір, включає в себе гумони, які розсіяні в ґрунтовому шарі. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням, має крапчасте орієнтування.

Пористість. Пори невеликого та середнього розміру, міжагрегатні, щелеподібної форми (рис. 6.4.6, *а*; 6.4.6, *б*).

Структурні окремості ґрунтового матеріалу. Горизонт добре агрегований, більш агрегований порівняно з попереднім шаром (у цьому шарі ґрунту організмів більше, ніж у попередньому). Складений з невеликих за розміром агрегатів складної та простої структури.

Органічна речовина представлена темним гумусом, який вміщає гумони, що нерівномірно розповсюджені в ґрунтовому шарі (рис. 6.4.6, *в*; 6.4.6, *г*).

Горизонт Phk (36–56 см)

Елементарна мікробудова – піщано-пилувата. Щільніша за попередній горизонт та світліша. Забарвлення ґрунтового матеріалу рівномірне, коричневе.

Скелет. Зерна скелету в цілому подібні до попереднього горизонту, невеликого розміру, прозорі, переважно обкатаної форми. У ґрунтовому матеріалі розміщені більш-менш рівномірно, мають середні та малі розміри. Складаються із зерен кварца та польових шпатів.

Плазма: гумусово-глиниста, плазма основи має темний колір, включає в себе гумони, які нерівномірно розсіяні по всій поверхні ґрунтового шару. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням, орієнтована крапчасто.

Органічна речовина представлена гумусом, який включає в себе гумони, що нерівномірно розповсюджені в ґрунтовому шарі (рис. 6.4.7, *а*).

Пористість. Щільність ґрунтового матеріалу збільшується порівняно з попереднім горизонтом. Складна система міжагрегатних пор. Пори невеликого розміру (рис. 6.4.7, *б*; 6.4.7, *в*).

Агрегати. Горизонт добре агрегований. Агрегати прості та складні за своєю будовою, невеликі за розмірами (рис. 6.4.7, *г*).

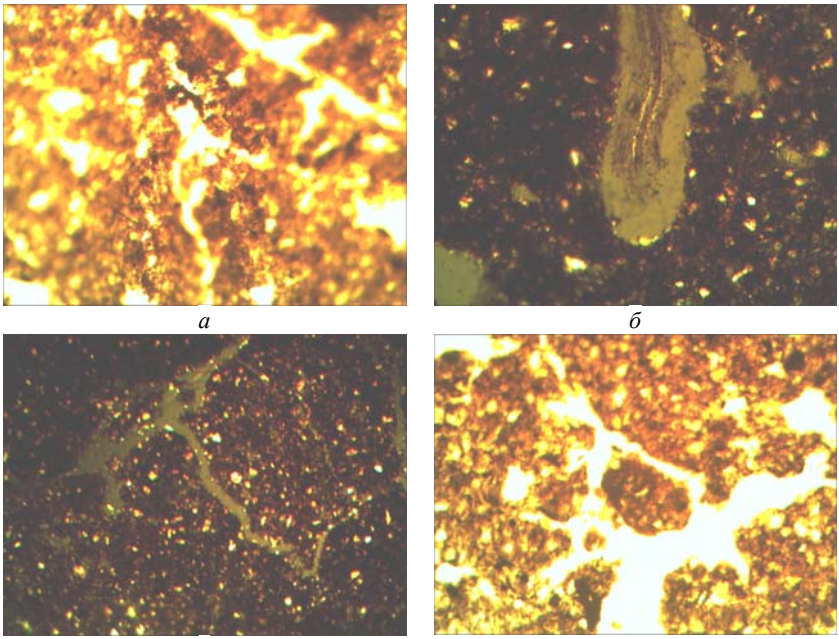
Горизонт Pks (56–120 см)

Елементарна мікробудова – плазмово-пилувата. Забарвлення рівномірне, дещо світліше порівняно з попереднім горизонтом (рис. 6.1.8, *а*).

Скелет. Зерна скелету переважно невеликого та середнього розміру, прозорі, обкатаної форми, представлені зернами кварцу та польових шпатів (рис. 6.4.8, *б*).

Плазма – гумусово-глиниста, має темний колір, включає в себе гумони, які розсіяні в ґрунтовому шарі. Глиниста плазма основи з помітним двозаломленням, орієнтована крапчасто.

Пористість. Пори невеликого та середнього розміру, міжагрегатні, каналоподібно форми (рис. 6.4.8, *в*).



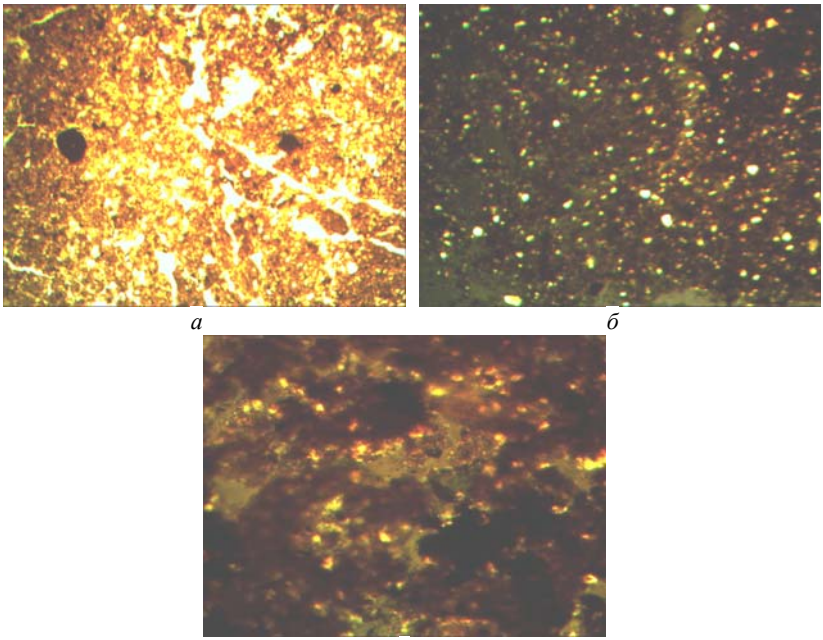
а *б*

в *г*

Рис. 6.1.7. Мікроморфологічна будова горизонту Phk
пробної площі АН–09к:
а – органічна речовина, ніколі паралельні (збільшення ×80);
б – свіжий рослинний залишок у порі, ніколі схрещені (збільшення ×80);
в – система каналоподібних пор, стінки яких устелені глинистими кутанами, ніколі схрещені (збільшення ×60);
г – мікроагрегат у порі, ніколі паралельні (збільшення ×80)

Структурні окремості ґрунтового матеріалу. Горизонт добре агрегований, трохи краще ніж попередній шар. Складений з невеликих за розміром агрегатів складної та простої структури.

Таким чином, у результаті мікроморфологічних досліджень еолових відкладів та похованих темно-каштанових ґрунтів виявлено, що шар трирічних еолових відкладів відрізняється меншою агрегованістю порівняно з похованим гумусовим горизонтом. Елементарна мікробудова досліджених ґрунтів переважно плазмово-пилувата. Колір з глибиною стає світлішим, що свідчить про більший уміст гумусу в поверхневих горизонтах порівняно з нижніми. Пори переважають щелеподібної та каналоподібної форм. Скелет складається із зерен кварцу та польових шпатів, які мають обкатану форму та середні



а *б*

в

Рис. 6.4.8. Мікроморфологічна будова горизонту Pks пробної площі АН–09к:
а – загальний вигляд, ніколі паралельні (збільшення ×80);
б – скелет, ніколі схрещені (збільшення ×60);
в – глинисті кутани, ніколі схрещені (збільшення ×80)

розміри. Органічна речовина представлена темним гумусом, який включає в себе гумони, розповсюджені нерівномірно в ґрунтовому покриві. Структурні окремості переважно представлені округлими агрегатами. Органо-мінеральний комплекс представлений рослинними залишками та копролітами. Профіль добре агрегований по всій глибині, що свідчить про активну діяльність у ньому ґрунтової мезофауни.

6.5. Особливості мінералогічного складу ЕҐВ та едафотопів лісового культурбіогеоценозу

Для виявлення особливостей мінералогічного складу ЕҐВ було виконано рентгенометричний аналіз.

Порівняння дифрактограм однорічних ЕҐВ (рис. 6.5.1) та похованого гумусового горизонту пробної площі АН–07 (рис. 6.5.2) свідчить про їх гетерогенність за мінералогічним складом, яка зумовлена сортуючою діяльністю вітру.

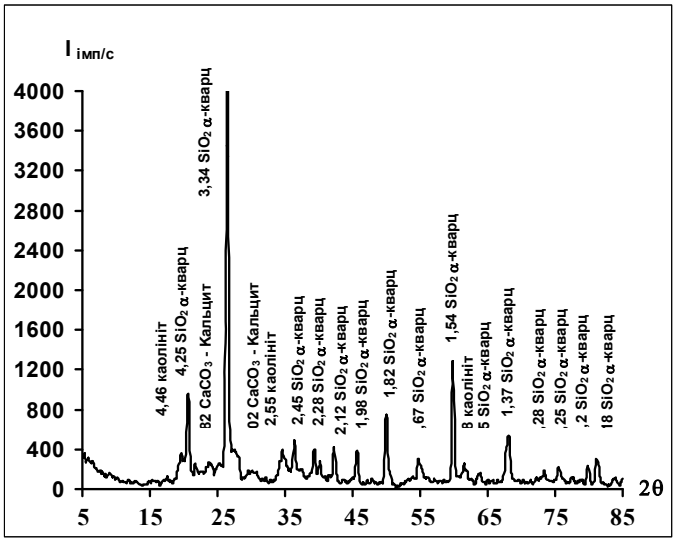


Рис. 6.5.1. Рентгенівська дифрактограма (гор. Heol, пробна площа АН–07)

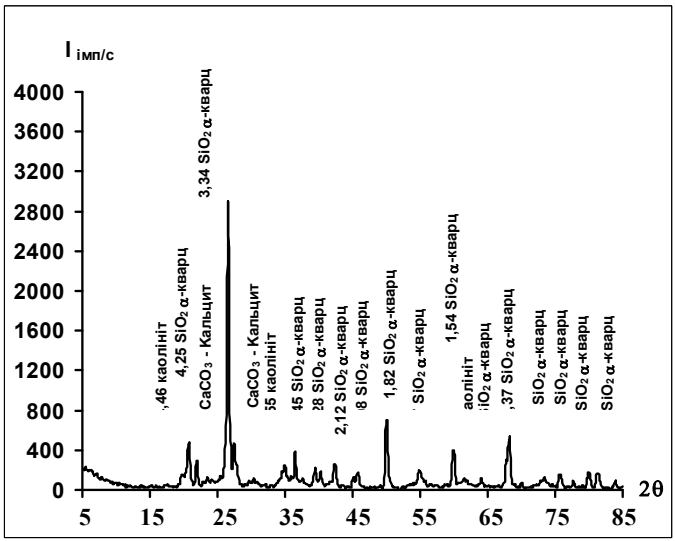


Рис. 6.5.2. Рентгенівська дифрактограма (гор. [H(e)], пробна площа АН–07)

Серед мінералів ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів переважає кварц, який добре діагностується рентгеноструктурним

аналізом. При цьому вміст кварцу, який є одним з основних первинних мінералів, переважає в еолових відкладах, що свідчить про їх більш молодший вік порівняно з похованими ґрунтами. Також у досліджених зразках виявлено вміст каолініту та кальциту.

На рис. 6.5.3 наведено дифрактограму трирічних ЕҐВ пробної площі АН–09. Порівняно з однорічними відкладами в трирічних спостерігається зменшення вмісту кварцу, який поступово мігрує в похований під ними гумусовий горизонт. Цей факт підтверджується дифрактограмою, наведеною на рис. 6.5.4, з якої видно збільшення вмісту кварцу порівняно зі зразком похованого гумусового горизонту пробної площі АН–07. Також у зразку похованого гумусового горизонту пробної площі АН–09 спостерігається поява каолініту з міжплощинною відстанню 3,2 Å, який був відсутній у попередніх зразках, що свідчить про інтенсифікацію процесів ґрунтоутворення в цьому горизонті (Горбунов, 1978).

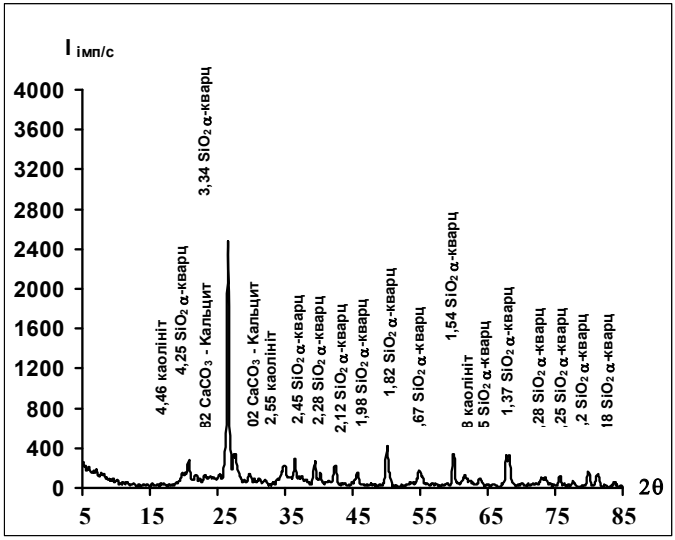


Рис. 6.5.3. Рентгенівська дифрактограма (гор. Heol, пробна площа АН–09)

У результаті рентгеноструктурного аналізу виявлено гетерогенність однорічних ЕҐВ та похованого під ними гумусового горизонту темно-каштанових ґрунтів за мінералогічним складом, яка зумовлена сортуючою діяльністю вітру. Серед мінералів ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів переважають кварц, каолініт та кальцит.

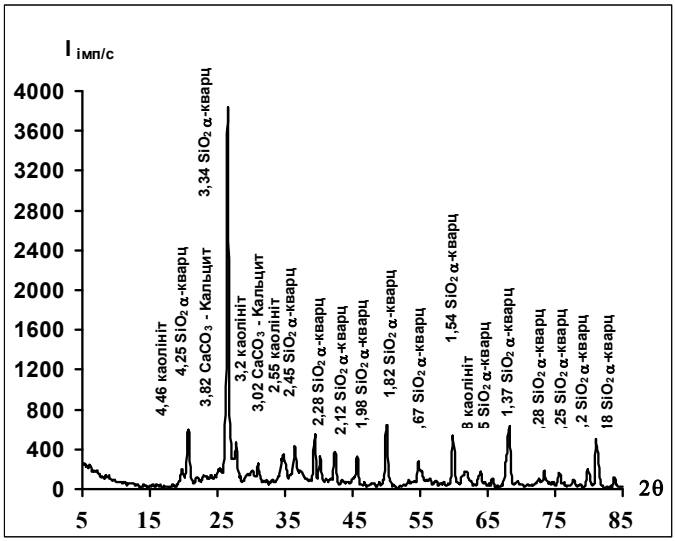


Рис. 6.5.4. Рентгенівська дифрактограма (гор. [Н(е)], пробна площа АН–09)

6.6. Природна радіоактивність ЕҐВ та їх вплив на едафотопи лісового культурбіогеоценозу

В результаті дослідження ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів встановлено, що збільшена величина природної радіоактивності характерна похованому гумусовому горизонту [Н(е)] (табл. 6.6.1). Це свідчить, що саме в цьому горизонті, який також характеризується максимальним накопиченням гумусу, найбільш інтенсивно проходить ґрунтотвірний процес.

Величина природної радіоактивності в ЕҐВ зменшується з часом, максимальна спостерігається в однорічних, мінімальна – у дворічних.

При статистичній обробці отриманих даних природної радіоактивності похованих ґрунтів з ЕҐВ використовували оцінку різниці середніх за допомогою критерію Стьюдента, яка показала відсутність різниці між похованими ґрунтами з ЕҐВ різного віку ($\alpha = 0,05$). Такий самий результат отримано при оцінці відношень вибіркових дисперсій з використанням критерію Фішера ($\alpha = 0,05$). Це свідчить, що відклади еолово-ґрунтового матеріалу різного віку не призводять до суттєвих змін у похованих темно-каштанових ґрунтах за величиною природної радіоактивності.

Таблиця 6.6.1

Природна радіоактивність ЕҐВ та похованих темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Пробна площа АН–07		
Heol	0,918	103,4
[H(e)]	0,921	107,2
[Hpk(i)]	0,919	100,6
[Ph]	0,931	106,6
Пробна площа АН–08		
Heol	0,914	90,4
[H(e)]	0,926	107,4
[Hpk(i)]	0,907	87,1
[Ph]	0,923	108,2
Пробна площа АН–09		
Heol	0,892	97,4
[H(e)]	0,916	108,9
[Hpk(i)]	0,928	108,3
[Pk]	0,936	113,0

Використання однофакторного дисперсійного аналізу також не виявило відмінності між похованими ґрунтами з ЕҐВ різного віку за величиною природної радіоактивності ($\alpha = 0,05$).

Для контролю досліджено природну радіоактивність зональних темно-каштанових ґрунтів (табл. 6.6.2).

Таблиця 6.6.2

Природна радіоактивність темно-каштанових ґрунтів (пробна площа АН–09к)

Генетичний горизонт	Коефіцієнт озолення	Природна радіоактивність, 10^{-10} кюрі/кг
Hop	0,921	137,4
Hp	0,921	109,7
Phk	0,930	115,8
Pks	0,931	93,4

Максимальна величина природної радіоактивності спостерігається в орному горизонті Hop пробної площі АН–09к. Це свідчить про максимальну інтенсивність ґрунтотвірного процесу саме в цьому горизонті. З глибиною спостерігається поступове зменшення величини природної радіоактивності, окрім горизонту Phk, який відрізняється

максимальним збагаченням частками фізичної глини порівняно з іншими горизонтами.

Таким чином, поховання гумусового горизонту темно-каштанових ґрунтів лісового культурбіогеоценозу призводить до зменшення величин їх природної радіоактивності. При цьому поступово з кожним роком після відкладання еолово-ґрунтового матеріалу спостерігається збільшення природної радіоактивності гумусового горизонту похованого ґрунту.

7. ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЗАЄМОВПЛИВУ ЕОЛОВО-ҐРУНТОВИХ ВІДКЛАДІВ ТА ЕДАФОТОПІВ ЛІСОВИХ КУЛЬТУРБІОГЕОЦЕНОЗІВ РІЗНИХ ПІДЗОН СТЕПОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ

Виходячи з географічної закономірності розповсюдження ґрунтів та лісів (Докучаев, 1948; Морозов, 1949; Травлеев, 2008) розглянемо порівняльну характеристику впливу ЕҐВ на едафотопи лісових культурбіогеоценозів різних підзон степової зони України.

Максимальну потужність ЕҐВ (90 см) виявлено в лісових культурбіогеоценозах, створених на чорноземах звичайних, які утворилися в результаті пилової бурі 1969 р. Середню потужність ЕҐВ (15–30 см) виявлено в лісових культурбіогеоценозах, створених на приазовських чорноземах та темно-каштанових ґрунтах, які утворилися в результаті пилової бурі 2007 р.

ЕҐВ в умовах чорноземів звичайних відрізняються від відкладів в умовах чорноземів приазовських та темно-каштанових ґрунтів своїм більш легким гранулометричним складом. Така сама закономірність в гранулометричному складі притаманна похованим ґрунтам.

Мінімальна щільність ЕҐВ характерна для відкладів в умовах чорноземів звичайних, що пояснюється його полегшеним гранулометричним складом. Збільшені величини щільності притаманні відкладам в умовах чорноземів приазовських, що пов’язано з їх важким гранулометричним складом. Також збільшеними величинами щільності відрізняються трирічні ЕҐВ в умовах темно-каштанових ґрунтів.

Найбільш сприятливими фізико-механічними властивостями відрізняються ЕҐВ в умовах чорноземів звичайних унаслідок їх супіщаного гранулометричного складу. ЕҐВ більш важкого гранулометричного складу в умовах чорноземів звичайних та темно-каштанових ґрунтів притаманні більші величини фізико-механічних властивостей, що може негативно впливати на подальший розвиток фітоценозу та всього лісового культурбіогеоценозу.

Дослідженнями вмісту польової вологи в ЕҐВ встановлено, що її найбільший уміст характерний для відкладів на чорноземах звичайних, дещо менший – для відкладів на чорноземах приазовських та мінімальний уміст – для відкладів на темно-каштанових ґрунтах. Привнесення еолово-ґрунтового матеріалу до лісових культурбіогеоценозів зумовлює збільшення запасів польової вологи в метровому шарі едафотопу, що пояснюється збільшеною пухкістю ЕҐВ порівняно з ґрунтами лісового культурбіогеоценозу. При цьому зі

збільшенням потужності еолових відкладів спостерігається збільшення запасів польової вологи.

ЕҐВ на чорноземах звичайних відрізняються зменшеними величинами недоступної для рослин вологи порівняно з відкладами на чорноземах приазовських та темно-каштанових ґрунтах. Це пояснюється більш легким гранулометричним складом відкладів на чорноземах звичайних. Внаслідок цього ЕҐВ на чорноземах звичайних характеризуються максимальними запасами продуктивної вологи порівняно з відкладами на чорноземах приазовських та темно-каштанових ґрунтах. Мінімальні запаси продуктивної вологи, внаслідок зменшених величин польової вологоємності, виявлено у відкладах на темно-каштанових ґрунтах.

ЕҐВ на чорноземах звичайних відрізняються зменшеними величинами водопроникності, що можна пояснити їх значним віком порівняно з відкладами на чорноземах приазовських та темно-каштанових ґрунтах, оскільки з часом спостерігається ущільнення еолового матеріалу. Максимальною водопроникністю характеризуються відклади на темно-каштанових ґрунтах. Поховані ґрунти відрізняються між собою за водно-фізичними властивостями подібно до ЕҐВ, що на них сформувалися.

Мінімальні величини теплофізичних властивостей виявлено в ЕҐВ на чорноземах звичайних, що пояснюється найбільш легким їх гранулометричним складом порівняно з еоловими відкладами на інших ґрунтах. Максимальні величини теплофізичних властивостей спостерігаються в ЕҐВ на чорноземах приазовських, що зумовлено їх важким гранулометричним складом та збільшеним умістом гумусу порівняно з відкладами на темно-каштанових ґрунтах. Еолові відклади на темно-каштанових ґрунтах за величинами теплофізичних властивостей займають проміжне значення між відкладами на чорноземах звичайних та чорноземах приазовських. Поховані ґрунти відрізняються між собою подібно до ЕҐВ.

Для виявлення особливостей гумусового стану ґрунтів використовують систему показників, розроблених Л. А. Гришиною та Д. С. Орловим (1978). Враховуючи ці показники, було встановлено особливості гумусового стану ЕҐВ та похованих ґрунтів лісових культурбіогеоценозів степової зони України (табл. 7.1).

Лісова підстилка в культурбіогеоценозах степової зони відіграє дуже важливу роль, тому вчені вважають її окремим структурним елементом лісового біогеоценозу (Травлеев, 1960, 1973; Зонн, 1964; Дубина, 1973, 1980; Белова, 1999). Також лісова підстилка є одним з найголовніших джерел надходження органічних речовин до ґрунту

лісових насаджень. Середньої потужності підстилку (3–4 см) виявлено в лісових культурбіогеоценозах, що зростають на чорноземах звичайних. Малопотужна підстилка спостерігається в насадженнях на чорноземах приазовських (1–2 см) та на темно-каштанових ґрунтах (1 см). Зменшення потужності лісової підстилки з півночі на південь зумовлено зростанням у цьому самому напрямі екологічної невідповідності лісу умовам місцезростання (Бельгард, 1971).

Таблиця 7.1

Показники гумусового стану (Гришина, 1978) ЕҐВ та похованих ґрунтів лісових культурбіогеоценозів степової зони України

Ознака	Ґрунт		
	Чорнозем звичайний	Чорнозем приазовський	Темно-каштановий ґрунт
Потужність підстилки, см	Середньої потужності, 3–4	Малопотужна, 1–2	Малопутожна, 1
Уміст гумусу у верхньому горизонті мінерального про-філю ґрунту, %	Низький, 3,6	Середній, 4,3	Низький, 3,5
Запас гумусу в шарі 20 см/100 см, т/га	Високий, 84/583	Високий, 114/589	Високий, 210/417
Профільний розподіл гумусу в метровій мінеральній товщі	Бімодальний	Рівномірний	Бімодальний
Ступінь гумі-фікації органічної речовини, Сгк/Сзаг*100 %	Середній, 23,8	Дуже високий, 45,2	Середній, 27,2
Тип гумусу, Сгк/Сфк	Гуматний, 1,9	Гуматний, 2,0	Гуматний, 1,7
Уміст залишку, що не розклався, % до Сзаг	Високий, 63,8	Низький, 32,6	Середній, 56,9

Досліджені ЕҐВ лісових культурбіогеоценозів відрізняються низьким умістом гумусу (2–4 %) у верхньому горизонті профілю ґрунту,

окрім похованого чорнозему приазовського з ЕҐВ (пробна площа ЧП–В1), який характеризується середнім умістом (4–6 %).

Запаси гумусу не завжди корелюють із вмістом його у верхньому горизонті. Запаси визначаються профільним розподілом гумусу та щільністю скелету ґрунтів. Оскільки гумус визначає потенційну родючість ґрунтів та їх енергетичний потенціал, показник запасів у багатьох випадках також дуже важливий, як і відсотковий уміст гумусу (Орлов, 1981).

Високий запас гумусу в шарі 20 см/100 см виявлено в похованих чорноземах звичайних з наявними ЕҐВ та в похованих чорноземах приазовських з наявними ЕҐВ. Середніми запасами характеризуються поховані темно-каштанові ґрунти з наявними ЕҐВ. Такі особливості розподілу запасів гумусу пояснюються формуванням чорноземів звичайних та чорноземів приазовських у більш сприятливих гідротермічних умовах (більша кількість атмосферних опадів) порівняно з темно-каштановими ґрунтами, які формуються у значно посушливих умовах південного степу. Максимальний уміст запасів гумусу виявлено в похованих чорноземах приазовських з наявними ЕҐВ, що пояснюється збільшеною потужністю гумусового горизонту цього різновиду чорноземних ґрунтів (Прасолов, 1978).

Урахування профільного розподілу гумусу в метровій товщі ґрунту відіграє важливу роль у діагностуванні наявності еолово-акумуляційних процесів. Похованим чорноземам звичайним та похованим темно-каштановим ґрунтам з наявними ЕҐВ властивий бімодальний профільний розподіл гумусу, тобто на певній глибині знаходиться горизонт (гумусово-акумулятивний висхідного ґрунту), в якому спостерігається збільшення вмісту гумусу порівняно з горизонтом, що знаходиться над ним. Збільшений уміст гумусу в ЕҐВ пояснюється їх природою утворення. Рядом досліджень (Савостьян, 1969; Рижиков, 1971; Долгилевич, 1978) встановлено, що ґрунтовий пил містить більше гумусу порівняно з ґрунтами, з яких він видувається під час пилових бур. Уміст гумусу в еолово-ґрунтовому матеріалі залежить від його потужності, відстані, на яку він був перенесений бурею, місця відкладання та інших факторів. Якісний склад гумусу похованих ґрунтів є наближеним до складу гумусу сучасних ґрунтів аналогічних типів. У похованих ґрунтах, які були ізольовані від біологічно активного середовища, груповий склад гумусу залишається незмінним невизначено довгий час. Зберігаються навіть такі нестійкі речовини, як хлорофіл та деякі пігменти грибів (Орлов, 2005), тобто можна говорити про певну консервацію органічної речовини ґрунту. Поховані

чорноземи приазовські з наявними ЕҐВ відрізняються рівномірним розподілом гумусу за профілем.

Ступінь гуміфікації органічної речовини – дуже важливий показник гумусового стану ґрунтів, який характеризує долю гумусових речовин у складі органічної речовини ґрунту (Гришина, 1986). Похованим чорноземам приазовським з наявними ЕҐВ властивий дуже високий ступінь гуміфікації органічної речовини. Похованим чорноземам звичайним та похованим темно-каштановим ґрунтам з наявними ЕҐВ характерний середній ступінь гуміфікації.

Тип гумусу ґрунту характеризується гуматно-фульватним співвідношенням (Орлов, 1981). Гуматний тип гумусу (Сгк/Сфк > 1) властивий для всіх досліджуваних ґрунтів з ЕҐВ.

Поховані чорноземи звичайні з наявними ЕҐВ характеризуються високим умістом залишку, що не розклався. Низький уміст залишку властивий похованим чорноземам приазовським з наявними ЕҐВ. Поховані темно-каштанові ґрунти з наявними ЕҐВ відрізняються середнім умістом залишку, що не розклався.

Таким чином, ЕҐВ на похованих чорноземах звичайних характеризуються низьким умістом гумусу (3,6 %) у верхньому горизонті, високим запасом гумусу в шарі 20 см/100 см, бімодальним профільним розподілом гумусу, середнім ступенем мінералізації органічної речовини, гуматним типом обміну.

ЕҐВ на похованих чорноземах приазовських відрізняються середнім умістом гумусу (4,3 %) у верхньому горизонті, високим запасом гумусу в шарі 20 см/100 см, рівномірним профільним розподілом гумусу, дуже високим ступенем мінералізації органічної речовини, гуматним типом обміну.

ЕҐВ на похованих темно-каштанових ґрунтах характеризуються низьким умістом гумусу (3,5 %) у верхньому горизонті, середнім запасом гумусу в шарі 20 см/100 см, бімодальним профільним розподілом гумусу, середнім ступенем мінералізації органічної речовини, гуматним типом обміну.

Відкладення еолово-ґрунтового матеріалу значної потужності призводить до певного консервування гумусу в гумусовому горизонті похованого ґрунту, що проявляється в його сталості протягом тривалого часу.

Дослідження фізико-хімічних властивостей ЕҐВ виявило, що максимальною величиною ємності поглинання внаслідок важкого гранулометричного складу та збільшеного вмісту гумусу характеризуються відклади на чорноземах приазовських (38,1 мг-екв.), дещо зменшеною – відклади на чорноземах звичайних (36,0 мг-екв.) та

мінімальною – відклади на темно-каштанових ґрунтах (32,1 мг-екв.). Серед обмінних катіонів в ЕҐВ та похованих ґрунтах домінують Ca^{2+} та Mg^{2+}. При цьому максимальний ступінь насиченості виявлено в ЕҐВ на чорноземах звичайних (98,8 %), дещо зменшений – на чорноземах приазовських (95,2 %) та на темно-каштанових ґрунтах (96,4 %).

Аналіз водної витяжки показав відсутність засолення в ЕҐВ та похованих ґрунтах. pH водної витяжки є нейтральним та слабколужним.

У результаті мікроморфологічних досліджень виявлено, що ЕҐВ, утворені на чорноземах звичайних, відрізняються пилувато-плазмовою елементарною мікробудовою, на чорноземах приазовських та на темно-каштанових ґрунтах – плазмово-пилуватою.

Установлено існування гетерогенності між ЕҐВ та похованими ґрунтами лісових культурбіогеоценозів за мінералогічним складом. Ця різниця збільшується зі збільшенням потужності ЕҐВ. Зазвичай еолові відклади збіднені на мінерали порівняно з гумусовим горизонтом похованих ґрунтів унаслідок їх міграції в нижчі горизонти, що підтверджується рентгеноструктурним аналізом та мікроморфологічними дослідженнями.

Виявлено, що ЕҐВ на чорноземах звичайних та чорноземах приазовських відрізняються збільшеними величинами природної радіоактивності порівняно з похованими під ними ґрунтами, що свідчить про інтенсифікацію ґрунтотвірного процесу в еоловому матеріалі порівняно з похованими ґрунтами. Лише в умовах темно-каштанових ґрунтів еолові відклади відрізняються зменшеними величинами природної радіоактивності порівняно з похованими ґрунтами.

ВИСНОВКИ ТА РЕКОМЕНДАЦІЇ

У монографії наведено узагальнені дані стосовно властивостей еолово-ґрунтових відкладів та їх впливу на формування едафотопів лісових культурбіогеоценозів в умовах степової зони України.

На основі значного літературного матеріалу встановлено, що лісові захисні культурбіогеоценози в умовах степової зони України виконують ряд важливих екологічних функцій: зменшують швидкість вітру, затримують та рівномірно розподіляють на полях снігові опади, сприяють підвищенню вологості ґрунту і повітря, поліпшують гідрологічний режим місцевості, підвищують урожай сільськогосподарських культур, знижують випаровування вологи з ґрунту, захищають ґрунт від дефляції та водної ерозії.

Найбільш оптимальними конструкціями лісових захисних культурбіогеоценозів є ажурна та продувна, які сприяють рівномірному розподілу еолового матеріалу та снігу на міжсмугових територіях. Лісові захисні культурбіогеоценози щільної конструкції є менш доцільними внаслідок їх підвищених акумуляційних властивостей, що зумовлює накопичення еолового матеріалу та снігу не на прилеглих територіях, а в самому культурбіогеоценозі.

Інтенсивність відкладання еолового матеріалу в лісових культурбіогеоценозах визначається їх висотою, конструкцією, вітропроникністю, щільністю, породами дерев, їх віком, а також просторовим розташуванням лісового культурбіогеоценозу відносно рози вітрів.

Відкладений у лісових культурбіогеоценозах еоловий матеріал є більш легким за гранулометричним складом порівняно з похованими ґрунтами. Це призводить до суттєвих змін фізичних властивостей ґрунтів лісових культурбіогеоценозів, особливо їх гумусового горизонту. Привнесення еолово-ґрунтового матеріалу до лісових культурбіогеоценозів зумовлює збільшення запасів продуктивної вологи у верхньому метровому шарі едафотопу. При цьому зі збільшенням потужності еолових відкладів спостерігається збільшення запасів польової вологи. ЕҐВ внаслідок їх більш легкого гранулометричного складу відрізняються меншими величинами теплоємності порівняно з похованими ґрунтами. При цьому з часом спостерігається збільшення величин теплофізичних властивостей ЕҐВ.

ЕҐВ характеризуються підвищеним (на чорноземах звичайних та темно-каштанових ґрунтах) та зменшеним умістом гумусу (на чорноземах приазовських). Досліджені відклади в умовах степової зони України відрізняються гуматним типом обміну. ЕҐВ та поховані ґрунти

характеризуються відсутністю засолення, нейтральним та слабколужним pH водної витяжки та сприятливими фізико-хімічними властивостями.

ЕҐВ притаманна пилувато-плазмова (на чорноземах звичайних) та плазмово-пилувата елементарна мікробудова (на чорноземах приазовських та темно-каштанових ґрунтах). У похованих ґрунтах із глибиною, завдяки ущільненню, спостерігається трансформація міжагрегатних пор.

ЕҐВ відрізняються від похованих ґрунтів лісових культурбіогеоценозів за мінералогічним складом. Ця різниця збільшується зі збільшенням потужності ЕҐВ. Зазвичай еолові відклади збіднені на мінерали порівняно з гумусовим горизонтом похованих ґрунтів унаслідок їх міграції донизу по профілю, що виявлено в результаті рентгеноструктурного аналізу та підтверджується мікроморфологічними дослідженнями.

ЕҐВ відрізняються збільшеними величинами природної радіоактивності порівняно з похованим гумусовим горизонтом. Це свідчить про перебіг в еоловому матеріалі більш інтенсивного ґрунтотвірного процесу порівняно з похованим гумусовим горизонтом.

Запропоновано використовувати в типології штучних лісів О. Л. Бельгарда коефіцієнт акумуляції для стислого відображення особливостей відкладеного в лісовому культурбіогеоценозі еолово-ґрунтового матеріалу.

Розроблено положення про географічну й екологічну відповідність та невідповідність (за О. Л. Бельгардом) між ЕҐВ та едафотопами лісових культурбіогеоценозів степової зони України.

У подальшому необхідним є проведення досліджень щодо використання ЕҐВ, а також законсервованих ґрунтових відкладів у ярах, балках та в заплавах річок як родючих субстратів для меліорації змитих та незручних земель.

Для екологічної оптимізації навколишнього середовища степової зони України необхідним є збільшення площі полезахисних лісосмуг. Для досягнення найбільшого ефекту потрібно створювати насадження ажурної та продувної конструкції з деревних порід, які забезпечують формування тіньової та напівтіньової світлової структури, з урахуванням лісорослинних умов (за О. Л. Бельгардом, 1971).

При можливості перенесення лісосмуг за методом Г. М. Висоцького (мандруючі лісосмуги) використовувати еолово-ґрунтові відклади як родючий субстрат для меліорації змитих та незручних земель.

Використовувати еолово-ґрунтові відклади як субстрат для створення лісових захисних культурбіогеоценозів в умовах степу при лісовій рекультивації порушених земель.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

Адерихин П. Г. Влияние лесной растительности на черноземы / П. Г. Адерихин, А. Л. Бельгард, С. В. Зонн и др. // Русский чернозем – 100 лет после Докучаева. – М. : Наука, 1983. – С. 117-126.

Адерихин П. Г. Влияние полезащитных лесных полос на структуру обыкновенных черноземов Каменной степи / П. Г. Адерихин, З. С. Богатырева // Почвоведение. – 1979. – № 2. – С. 71-81.

Акимов М. П. Экология животных / М. П. Акимов. – К. : КГУ, 1959. – С. 57-61.

Альбенский А. В. Сельское хозяйство и защитное лесоразведение / А. В. Альбенский. – М. : Колос, 1971. – 179 с.

Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв / Е. В. Аринушкина. – М. : МГУ, 1970. – 478 с.

Байко В. П. К вопросу о воздействии полезащитных лесных полос на почву / В. П. Байко, А. С. Горбуленко // Почвоведение. – 1949. – № 6. – С. 313-324.

Барсов В. А. Материалы к кадастровой характеристике наземной энтомофауны степных участков Присамарья / В. А. Барсов // Кадастровые исследования степных биогеоценозов Присамарья Днепровского, их антропогенная динамика и охрана. – Д. : ДГУ, 1991. – С. 86-97.

Бахтин П. У. Исследования физико-механических и технологических свойств основных типов почв СССР / П. У. Бахтин. – М. : Колос, 1969. – 271 с.

Белова Н. А. Естественные леса и степные почвы (экология, микроморфология, генезис) / Н. А. Белова, А. П. Травлеев. – Д. : ДГУ, 1999. – 348 с.

Белова Н. А. Экология, микроморфология, антропогенез лесных почв степной зоны Украины / Н. А. Белова. – Д. : ДГУ, 1997. – 263 с.

Бельгард А. Л. Введение в типологию искусственных лесов степной зоны / А. Л. Бельгард // Искусственные леса степной зоны Украины. – Х. : ХГУ, 1960. – С. 33-55.

Бельгард А. Л. Изучение взаимодействия растительности с почвами в лесных биогеоценозах степной Украины в свете воззрений С. В. Зонна / А. Л. Бельгард, А. П. Травлеев // Вопросы биологической диагностики лесных биогеоценозов Присамарья. – Д. : ДГУ, 1980. – С. 5-12.

Бельгард А. Л. Лесная растительность юго-востока УССР / А. Л. Бельгард. – К. : КГУ, 1950. – 263 с.

Бельгард А. Л. О географическом и экологическом соответствии леса условиям местообитания / А. Л. Бельгард // Науч. докл. высш. шк. Сер. биол. – 1958. – № 2. – С. 24-34.

Бельгард А. Л. О процессах адаптации и сильватизации искусственных лесных биогеоценозов к условиям степной среды / А. Л. Бельгард, А. П. Травлеев // Проблемы лесного почвоведения. – М. : Наука, 1973. – С. 5-15.

Бельгард А. Л. Основные принципы типологии искусственных лесов степной зоны / А. Л. Бельгард // Велико-Анадольский лес. – Х. : ХГУ, 1955. – С. 23-38.

Бельгард А. Л. Путеводитель по основным типам биогеоценозов Присамарья / А. Л. Бельгард, А. П. Травлеев. – Д. : ДГУ, 1981. – 100 с.

Бельгард А. Л. Степное лесоведение / А. Л. Бельгард. – М. : Лесн. пром-сть, 1971. – 335 с.

Беннетт Х. Х. Основы охраны почвы / Х. Х. Беннетт. – М. : Изд-во иностр. лит-ры, 1958. – 412 с.

Бодров В. А. Лесная мелиорация / В. А. Бодров. – М. ; Л. : Гослесбумиздат, 1951. – 460 с.

Булахов В. Л. Млекопитающие степных лесов и их значение / В. Л. Булахов // Вопросы степного лесоведения и охраны природы. – Вып. 8. – Д. : ДГУ, 1977. – С. 138-143.

Булахов В. Л. Современное состояние фауны и сопредельных экосистем промышленно-степного Приднепровья / В. Л. Булахов, А. А. Губкин // Кадастровые исследования степных биогеоценозов Присамарья Днепровского, их антропогенная динамика и охрана. – Д. : ДГУ, 1991. – С. 97-105.

Булахов В. Л. Функциональная роль высших гетеротрофов в становлении и эволюции лесных экосистем / В. Л. Булахов // Екологія та ноосферологія. – 1999. – Т. 6, № 1-2. – С. 145-150.

Булигін С. Ю. Сучасна еволюція орних темно-каштанових ґрунтів у системі полезахисних лісосмуг / С. Ю. Булигін, Д. О. Тімченко // Ґрунтознавство. – 2007. – Т. 8, № 1-2. – С. 59-71.

Бучинский И. Е. Засухи, суховеи, пыльные бури на Украине и борьба с ними / И. Е. Бучинский. – К. : Урожай, 1970. – 236 с.

Вадюнина А. Ф. Методы исследования физических свойств почвы / А. Ф. Вадюнина, З. А. Корчагина. – М. : Агропромиздат, 1986. – 416 с.

Васильев Ю. И. Пылезадерживающая эффективность лесных полос / Ю. И. Васильев, А. Н. Сажин // Бюллетень Всесоюзного научно-исследовательского института агролесомелиорации. – Волгоград, 1984. – Вып. 1 (42). – С. 41-44.

Вдовин Н. В. Ветропроницаемость лесных полос в системах с различными параметрами межполосных клеток / Н. В. Вдовин // Бюллетень Всесоюзного научно-исследовательского института агролесомелиорации. – Волгоград, 1984. – Вып. 1 (42). – С. 20-21.

Вербин А. А. Засуха и борьба с ней в степи Украины / А. А. Вербин. – Одесса : Одесское областное изд-во, 1948. – 162 с.

Вернандер Н. Б. Географія ґрунтів з основами ґрунтознавства / Н. Б. Вернандер. – К. : Радянська школа, 1965. – 180 с.

Вильямс В. Р. Общее земледелие с основами почвоведения / В. Р. Вияльмс. – М. : Новая деревня, 1931. – 376 с.

Вильямс В. Р. Почвоведение. Земледелие с основами почвоведения / В. Р. Вильямс. – М. : ГИСХЛ, 1949. – 472 с.

Волков Г. Д. Радиобиология / Г. Д. Волков, В. А. Липин, Д. П. Черкасов. – М. : Колос, 1964. – С. 76-87.

Воронин А. Д. Основы физики почв / А. Д. Воронин. – М. : МГУ, 1986. – 240 с.

Высоцкий Г. Н. Защитное лесоразведение: Избр. тр. / Г. Н. Высоцкий. – К. : Наук. думка, 1983. – 208 с.

Высоцкий Г. Н. Избранные труды / Г. Н. Высоцкий. – М. : Сельхозгиз, 1960. – 435 с.

Высоцкий Г. Н. Материалы по изучению черных бурь в степях России / Г. Н. Высоцкий // Избранные сочинения. Т. 2. Почвенные и почвенно-гидрологические работы. – М. : АН СССР, 1962. – С. 9-18.

Гаркуша И. Ф. Почвоведение / И. Ф. Гаркуша. – Л. ; М. : Сельхозиздат, 1962. – 448 с.

Гендугов В. М. Ветровая эрозия почвы и запыление воздуха / В. М. Гендугов, Г. П. Глазунов. – М. : Физматлит, 2007. – 240 с.

Герасимов И. П. Новое в подходах и методах определения абсолютного возраста почв / И. П. Герасимов // Изв. АН СССР. Сер. геогр. – 1968. – № 1. – С. 28-37.

Герасимов И. П. Основы почвоведения и география почв / И. П. Герасимов, М. А. Глазовская. – М. : Гос. изд-во геогр. лит-ры, 1960. – 492 с.

Голлербах М. М. Почвенные водоросли / М. М. Голлербах, Э. А. Штина. – Л. : Наука, 1969. – 228 с.

Голубець М. А. Ретроспектива і перспектива лісової типології / М. А. Голубець. – Львів : Поллі, 2007. – 78 с.

Горбань В. А. Деякі аспекти впливу лісової рослинності на фізичний стан степових ґрунтів // Збірка матеріалів Міжнародної конференції «Сучасні проблеми біології, екології та хімії», присвяченої 20-річчю біологічного факультету ЗНУ. – Запоріжжя, 2007. – Ч. 2. – С. 383-385.

Горбань В. А. Исследование теплофизических свойств почвы методом импульсного нагрева / В. А. Горбань, А. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2007а. – Т. 8, № 3-4. – С. 95-99.

Горбань В. А. Опірність здавлюванню ґрунтів: методика дослідження та екологічне значення / В. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2007б. – Т. 8, № 1-2. – С. 101-104.

Горбань В. А. Особливості класифікації еолових відкладів лісових культурбіогеоценозів степової зони України / В. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9, № 3-4. – С. 186-189.

Горбань В. А. Фізичний стан ґрунтів як екологічний фактор / В. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2006. – Т. 7, № 3-4. – С. 102-111.

Горбунов Н. И. Высокодисперсные минералы и методы их изучения / Н. И. Горбунов. – М. : АН СССР, 1963. – 304 с.

Горбунов Н. И. Минералогия и физическая химия почв / Н. И. Горбунов. – М. : Наука, 1978. – 296 с.

Горбунов Н. И. Рентгенограммы, термограммы и кривые обезвоживания минералов, встречающихся в почвах и глинах / Н. И. Горбунов, И. Г. Цюрупа, Е. Н. Шурыгина. – М. : АН СССР, 1952. – 188 с.

Горейко В. А. Экологическое обоснование создания лесоаграрных комплексов в степной зоне Украины / В. А. Горейко. – Д. : Пороги, 2000. – 315 с.

Господарская Н. Д. Почвопреобразующее влияние широких лесополос в сухой степи / Н. Д. Господарская, В. И. Ерусалимский // Почвоведение. – 1980. – № 11. – С. 109-116.

Грицан Ю. И. Микроклиматические особенности условий существования лесных экосистем правобережного Присамарья / Ю. И. Грицан // Мониторинговые исследования биогеоценотических катен степной зоны. – Д. : ДГУ, 1995. – С. 34-61.

Грицан Ю. И. Учет средопреобразующего и трансгрессивного влияния микро-, мезо- и макробиогеоценозосистем при конструировании лесов в степи / Ю. И. Грицан // Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель. – Д. : ДНУ, 2002. – С. 31-41.

Грицан Ю. И. Экоклиматическая характеристика условий местопроизрастания лесной растительности (микроклиматический аспект дендроиндикации) / Ю. И. Грицан // Вопросы степного лесоведения и лесной рекультивации земель. – Д. : ДГУ, 1996. – С. 54-70.

Грицан Ю. І. Екологічні основи перетворюючого впливу лісової рослинності на степове середовище / Ю. І. Грицан. – Д. : ДДУ, 2000. – 296 с.

Гришина Л. А. Гумусообразование и гумусовое состояние почв / Л. А. Гришина. – М. : МГУ, 1986. – С. 200-216.

Гришина Л. А. Система показателей гумусного состояния почв / Л. А. Гришина, Д. С. Орлов // Проблемы почвоведения. – М. : Наука, 1978. – С. 42-47.

Гродзинский Д. М. Естественная радиоактивность растений и почв / Д. М. Гродзинский. – К. : Наукова думка, 1965. – 216 с.

Гудков И. Н. Основы общей и сельскохозяйственной радиобиологии / И. Н. Гудков. – К. : Изд-во УСХА, 1991. – С. 35.

Дегтярьов В. В. Гумус чорноземів лівобережного Лісостепу і Степу України / В. В. Дегтярьов. – Х. : Майдан, 2011. – 360 с.

Детри Ж. Атмосфера должна быть чистой / Ж. Детри. – М. : Прогресс, 1973. – С. 15-83.

Діденко В. І. Оцінювання дефляційних процесів за умов різноманітного технологічного навантаження ґрунтів та деякі шляхи їх захисту у зоні Північного Степу України: Автореф. дис. ... канд. с.-г. наук / В. І. Діденко. – Х., 2006. – 20 с.

Дмитриев Е. А. Математическая статистика в почвоведении / Е. А. Дмитриев. – М. : МГУ, 1972. – 292 с.

Довідник з агролісомеліорації / За ред. П. С. Пастернака. – К. : Урожай, 1988. – 288 с.

Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь / В. В. Докучаев. – М. : Сельхозгиз, 1953. – 152 с.

Докучаев В. В. Русский чернозем. Отчет Вольному экономическому обществу / В. В. Докучаев. – М. : Сельхозгиз, 1952. – 653 с.

Докучаев В. В. Учение о зонах природы / В. В. Докучаев. – М. : Географгиз, 1948. – 64 с.

Долгилевич М. И. Пыльные бури и агролесомелиоративные мероприятия / М. И. Долгилевич. – М. : Колос, 1978. – 160 с.

Долгилевич М. И. Системы лесных полос и ветровая эрозия / М. И. Долгилевич, Ю. И. Васильев, А. Н. Сажин. – М. : Лесн. пром-сть, 1981. – 160 с.

Долгилевич М. И. Теоретические и экспериментальные исследования вопросов защиты почв от ветровой эрозии на Украине: Автореф. дис. ... д-ра биол. наук / М. И. Долгилевич. – М., 1972. – 48 с.

Доскач А. Г. Пыльные бури на юге Русской равнины / А. Г. Доскач, А. А. Трушковский // Пыльные бури и их предотвращение. – М. : АН СССР, 1963. – С. 5-30.

Дубина А. А. Общее количество и групповой состав гумусовых веществ подстилки лесных биогеоценозов юго-восточной Украины / А. А. Дубина // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1973. – Вып. 4. – С. 26-29.

Дубина А. А. Опыт использования показателей группового и фракционного состава гумуса для диагностики лесных почв юго-восточной Украины / А. А. Дубина, Н. П. Тупика, Г. И. Иванова // Вопросы биологической диагностики лесных биогеоценозов Присамарья. – Д. : ДГУ, 1980. – Вып. 10. – С. 61-65.

Заславский М. Н. Эрозиоведение / М. Н. Заславский. – М. : Высш. шк., 1983. – 320 с.

Захаров П. С. Лесные насаждения против суховеев и пыльных бурь / П. С. Захаров, М. Г. Слюсарев. – М. : Лесн. пром-сть, 1970. – 62 с.

Захаров П. С. Пыльные бури / П.С. Захаров. – Л. : Гидрометеоиздат, 1965. – 164 с.

Захаров П. С. Пыльные бури и борьба с ними / П. С. Захаров. – Ростов : Ростовское книжное издательство, 1961. – 36 с.

Зверковский В. Н. Особенности развития лесных насаждений в многолетнем эксперименте по рекультивации отвала шахты «Павлоградская» / В. Н. Зверковский // Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель. – Д. : ДНУ, 2002. – С. 21-30.

Зверковский В. Н. Участки лесной рекультивации на нарушенных землях Западного Донбасса / В. Н. Зверковский // Мониторинговые исследования биогеоценотических катен степной зоны. – Д. : ДГУ, 1995. – С. 104-110.

Зонн С. В. Географо-генетические аспекты почвообразования, эволюции и охраны почв / С. В. Зонн, А. П. Травлеев. – К. : Наук. думка, 1989. – 216 с.

Зонн С. В. Лесорастительные свойства почв и взаимодействие лесных насаждений с почвами при степном лесоразведении / С. В. Зонн, В. Н. Мина // Научные вопросы полезащитного лесоразведения. – М. : АН СССР, 1951. – С. 38-82.

Зонн С. В. Почва как компонент лесного биогеоценоза / С. В. Зонн // Основы лесной биогеоценологии. – М. : Наука, 1964. – С. 372-457.

Зонн С. В. Функциональная структура БГЦ и биоразнообразие лесных почв в степи / С. В. Зонн, А. П. Травлеев, Н. А. Белова // Ґрунтознавство. – 2001. – Т. 1, № 1-2. – С. 6-14.

Зубець М. В. Ерозія ґрунтів – загроза їх родючості / М. В. Зубець // Голос України. – 2008. – № 32. – С. 9.

Иванько И. А. Эффект меланизации искусственных насаждений как фактор их устойчивости в степной зоне / И. А. Иванько // Екологія та ноосферологія. – 2008. – Т. 19, № 3-4. – С. 181-184.

Ильичев Б. А. Эоловый привнос пыли в лесной зоне Русской равнины в голоцене / Б. А. Ильичев, В. О. Таргульян // Процессы почвообразования и эволюция почв. – М. : Наука, 1985. – С. 202-219.

Илькун Г. М. Загрязнители атмосферы и растения / Г. М. Илькун. – К. : Наук. думка, 1978. – С. 196-203.

Калашников А. Ф. Теоретические вопросы защитного лесоразведения / А. Ф. Калашников // Лесные защитные насаждения. – М. : Издательство сельскохозяйственной литературы, журналов и плакатов, 1963. – С. 570-599.

Кальянов К. С. Динамика процессов ветровой эрозии почв / К. С. Кальянов. – М. : Наука, 1976. – 156 с.

Карпачевский Л. О. Лесные почвы и сильватизация ландшафта / Л. О. Карпачевский, А. П. Травлеев // Почвоведение. – 1991. – 4. – С. 12-18.

Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение / Л. О. Карпачевский. – М. : ГЕОС, 2005. – 336 с.

Карпачевский Л. О. Экологическое почвоведение: задачи и перспективы / Л. О. Карпачевский // Структурно-функциональная организация и устойчивость биологических систем. – Д. : ДГУ, 1990. – С. 62-78.

Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высш. шк., 1965. – 323 с.

Качинский Н. А. Физика почвы / Н. А. Качинский. – М. : Высш. шк., 1970. – 357 с.

Келеберда Т. Н. Преобразующее воздействие лесных насаждений в зоне ризосферы на обыкновенных черноземах Приазовья / Т. Н. Келеберда // Почвоведение. – 1973. – № 1. – С. 118-125.

Китредж Дж. Влияние леса на климат, почвы и водный режим / Дж. Китредж. – М. : Изд-во иностр. лит-ры, 1951. – С. 254-255.

Климат Украины / Под ред. Г. Ф. Прихотько и др. – Л. : Гидрометеоиздат, 1967. – 416 с.

Конке Г. Охрана почвы / Г. Конке, А. Бертран. – М. : Сельхозиздат, 1962. – С. 158-171.

Костычев П. А. Почвы черноземной области России, их происхождение, состав и свойства / П. А. Костычев. – М. : СХГ, 1949. – 240 с.

Кретинин В. М. Изменение свойств почв в приствольной зоне деревьев в полезащитных лесных полосах / В. М. Кретинин // Почвоведение. – 1993. – № 3. – С. 94-99.

Кретинин В. М. Изменение свойств светло-каштановых почв под полезащитными лесными полосами / В. М. Кретинин // Бюллетень Всесоюзного научно-исследовательского института агролесомелиорации. – Волгоград, 1984. – Вып. 1 (42). – С. 26-30.

Крупеников И. А. Черноземы Молдавии / И. А. Крупеников. – Кишинев, 1967. – 427 с.

Крупский Н. К. Символика генетических горизонтов почв, применяемых в Украинской ССР // Н. К. Крупский, В. Д. Кисель, Д. И. Ковалишин и др. // Почвоведение. – 1979. – № 10. – С. 115-121.

Кузнецов М. С. История и методология эрозиоведения в СССР / М. С. Кузнецов, С. И. Перлин. – Пущино, 1988. – 24 с.

Лавренко Е. М. Степи СССР / Е. М. Лавренко // Растительность СССР. – Т. 2. – М. ; Л., 1940. – С. 1-265.

Лавренко Е. М. Характеристика степей как типа растительности / Е. М. Лавренко // Растительность европейской части СССР / Под ред. С. А. Грибовой и др. – Л. : Наука, 1980. – С. 203-206.

Лакин Г. Ф. Биометрия / Г. Ф. Лакин. – М. : Высш. шк., 1990. – 352 с.

Лапко М. В. Дніпропетровська область. Географічний нарис / М. В. Лапко. – К. : Радянська школа, 1967. – 156 с.

Лисецкий Ф. Н. Современные проблемы эрозиоведения / Ф. Н. Лисецкий, А. А. Светличный, С. Г. Черный. – Белгород : Константа, 2012. – 456 с.

Ломоносов М. В. О слоях земных и другие работы по геологии / М. В. Ломоносов. – М. ; Л. : Гос. изд-во геолог. лит-ры, 1949. – С. 15-105.

Лындя А. Г. О положительном влиянии лесной растительности на некоторые физические свойства почв / А. Г. Лындя // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1973. – Вып. 4 – С. 30-33.

Мальцева І. А. Ґрунтові водорості байрачних лісів степової зони України / І. А. Мальцева // Екологія та ноосферологія. – 2005. – Т. 16, № 3-4. – С. 150-156.

Мальцева І. А. Ґрунтові водорості у функціональній структурі біогеоценозів / І. А. Мальцева // Ґрунтознавство. – 2007. – Т. 8, № 3-4. – С. 71-79.

Мальцева І. А. Чисельність, біомаса та продуктивність ґрунтових водоростей вільхових лісових екосистем Присамар'я Дніпровського / І. А. Мальцева, О. О. Дідур // Ґрунтознавство. – 2006. – Т. 7, № 3-4. – С. 78-83.

Маринич О. М. Фізична географія України / О. М. Маринич, П. Г. Шищенко. – К. : Знання, 2005. – 511 с.

Матякин Г. И. Лесные полезащитные полосы и микроклимат / Г. И. Матякин. – М. : Географгиз, 1952. – 144 с.

Медведев В. В. Агро- и экофизика почв / В. В. Медведев. – Х. : ООО «Полосатая типография», 2015. – 312 с.

Медведев В. В. Водные свойства почв Украины и влагообеспеченность сельскохозяйственных культур / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова, Л. В. Донцова. – Х. : Апостроф, 2011. – 224 с.

Медведев В. В. Гранулометрический состав почв Украины (генетический, экологический и агрономический аспекты) / В. В. Медведев, Т. Н. Лактионова. – Х. : Апостроф, 2011. – 292 с.

Медведев В. В. Плотность сложения почв (генетический, экологический и агрономический аспекты) / В. В. Медведев, Т. Е. Лындина, Т. Н. Лактионова. – Х. : Изд-во «13 типография», 2004. – 244 с.

Медведєв В. В. Мікроскопічні дослідження зразків пилу, зібраного на Україні після чорних бур 1969 року / В. В. Медведєв // Агрохімія і ґрунтознавство. – К. : Урожай, 1971. – Вип. 18. – С. 62-66.

Мириманян Х. П. Почвоведение / Х. П. Мириманян. – М. : Колос, 1965. – 344 с.

Мирчинк Т. Г. Современные подходы к оценке биомассы и продуктивности грибов и бактерий в почве / Т. Г. Мирчинк // Успехи микробиологии. – 1985. – Т. 20. – С. 194-206.

Можейко Г. А. Лесо-аграрные ландшафты Южной и Сухой Степи Украины / Г. А. Можейко. – Х. : Эней, 2000. – 312 с.

Можейко Г. А. О некоторых свойствах наносов мелкозема и их влиянии на древесные породы / Г. А. Можейко // Лесоводство и агролесомелиорация. – Вып. 39: Защитное лесоразведение. – К. : Урожай, 1974. – С. 40-47.

Можейко Г. О. Про ефективність поодиноких полезахисних лісосмуг та їх систем на темно-каштанових ґрунтах півдня України / Г. О. Можейко // Агрохімія і ґрунтознавство. – К. : Урожай, 1971. – Вип. 18. – С. 48-56.

Морозов Г. Ф. Учение о лесе / Г. Ф. Морозов. – М. ; Л. : Гослесбумиздат, 1949. – 456 с.

Мочалова Э. Ф. Изготовление шлифов из почв с ненарушенным строением / Э. Ф. Мочалова // Почвоведение. – 1956. – № 10. – С. 98-100.

Мустафаев Х. М. Изменение свойств обыкновенного чернозема под лесными полосами различного возраста в межполосном пространстве / Х. М. Мустафаев // Почвоведение. – 1957. – № 6. – С. 102-107.

Назаренко І. І. Ґрунтознавство / І. І. Назаренко, С. М. Польчина, В. А. Нікорич. – Чернівці : Книги – ХХІ, 2004. – 400 с.

Назаренко Н. М. Листяні ліси північно-степового Придніпров'я України (екологія, типологія, фіторізноманіття) / Н. М. Назаренко, А. П. Стадник. – Корсунь-Шевченківський : ФОП Майданченко І. С., 2011. – 376 с.

Нерпин С. В. Физика почвы / С. В. Нерпин, А. Ф. Чудновский. – М. : Наука, 1967. – 580 с.

Нецветов М. В. Вибрационное перемещение нано- и микрочастиц в почве / М. В. Нецветов // Ґрунтознавство. – 2009. – Т. 10, № 1-2. – С. 44-48.

Нецветов М. В. Экспериментальная модель вибрационного перемещения частиц в черноземе лесном / М. В. Нецветов, В. А. Горбань // Ґрунтознавство. – 2009. – Т. 10, № 3-4 (15). – С. 42-49.

Новосад К. Б. Еволюція чорноземів під лісовими фітоценозами / К. Б. Новосад // Ґрунтознавство. – 2001. – Т. 1, № 1-2. – С. 62-74.

Номоконов Л. И. Общая биогеоценология / Л. И. Номоконов. – Ростов : Изд-во Ростовского университета, 1989. – С. 152.

Олег И. Е. К итогам исследования связности и липкости лесных почв Присамарского биосферного стационара / И. Е. Олег // Вопросы степного лесоведения и лесной рекультивации земель. – Д. : ДГУ, 1997. – Вып. 1. – С. 98-105.

Олег І. Є. Екологічна роль фізичних властивостей лісових ґрунтів степового Придніпров'я (лісорослинні умови, генезис, типологія): Автореф. дис. ... канд. біол. наук: 03.00.16 / І. Є. Олег. – Д., 1996. – 18 с.

Орлов Д. С. Практикум по химии гумуса / Д. С. Орлов, Л. А. Гришина. – М. : МГУ, 1981. – 272 с.

Орлов Д. С. Химия почв / Д. С. Орлов, Л. К. Садовникова, Н. И. Суханова. – М. : Высш. шк., 2005. – 558 с.

Орловский Н. В. О методике проведения почвенных обследований на перевеянных почвах в колхозах и совхозах Сибири / Н. В. Орловский // Лес и почва: Тр. Всесоюз. науч. конф. по лесному почвоведению (15–19 июля 1965 г.). – Красноярск, 1968. – С. 296-305.

Островский И. М. Перенос пыли во взвешенном состоянии / И. М. Островский // Пыльные бури и их предотвращение. – М. : АН СССР, 1963. – С. 51-65.

Парфенова Е. И. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении / Е. И. Парфенова, Е. А. Ярилова. – М. : Наука, 1977. – 197 с.

Пасічний Г. В. Фізична та економічна географія Дніпропетровської області / Г. В. Пасічний. – Д. : ДДУ, 1992. – 188 с.

Пахомов А. Е. Биогеоценотическая роль млекопитающих в почвообразовательных процессах степных лесов Украины: В 2 кн. / А. Е. Пахомов. – Д. : ДГУ, 1998. – Кн. 1: Механический тип воздействия. – 232 с.

Петров Н. Г. Система лесных полос / Н. Г. Петров. – М. : Россельхозиздат, 1975. – 117 с.

Позняк С. П. Ґрунтознавство і географія ґрунтів / С. П. Позняк. – Ч. 1. – Львів : ЛНУ ім. І. Франка, 2010. – 270 с.

Половина І. П. Фізична географія Європи / І. П. Половина. – К. : АртЕк, 1998. – 272 с.

Полупан М. І. Визначник еколого-генетичного статусу та родючості ґрунтів України / М. І. Полупан, В. Б. Соловей, В. І. Кисіль та ін. – К. : Колобіг, 2005. – 304 с.

Похитон П. П. Влияние различных древесных пород на почву / П. П. Похитон // Почвоведение. – 1958. – № 6. – С. 64-70.

Прасолов Л. И. О черноземе приазовских степей / Л. И. Прасолов // Генезис, география и картография почв. – М. : Наука, 1978. – С. 79-100.

Программа и методика биогеоценологических исследований / Отв. ред. Н. В. Дылис. – М. : Наука, 1974. – 404 с.

Рева О. А. Стан біорізноманіття ссавців у природних та антропогенних ландшафтах промислового степового Придніпров'я / О. А. Рева // Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель. – Д. : ДНУ, 2001. – Вип. 5. – С. 149-152.

Рентгенометрический определитель минералов / Под ред. И. В. Михеевой. – Л. : Недра, 1965. – 364 с.

Рижиков Д. П. Зимові пилові (чорні) бурі на Україні / Д. П. Рижиков, К. Л. Холуп'як // Агрохімія і ґрунтознавство. – К. : Урожай, 1971. – Вип. 18. – С. 3-10.

Рижиков Д. П. Питання боротьби з вітровою ерозією в степу Української РСР / Д. П. Рижиков // Агрохімія і ґрунтознавство. – К. : Урожай, 1971. – Вип. 18. – С. 11-19.

Руководство по борьбе с эрозией почв / Под ред. М. Н. Заславского. – Кишинев : Картя Молдовеняскэ, 1970. – 304 с.

Савостьянов В. К. Плодородие перевеянных почв и пути его повышения / В. К. Савостьянов, З. А. Савостьянова. – Красноярск : Краснояр. кн. изд-во, 1969. – 158 с.

Сазонов И. Н. Система мероприятий против эрозии почв / И. Н. Сазонов, М. А. Штофель, А. И. Пилипенко. – К. : Вища школа, 1984. – 248 с.

Семенюта А. Н. Климат юго-востока УССР / А. Н. Семенюта // Научные записки Днепропетровского университета. – Д. : ДГУ, 1948. – Т. 30. – С. 185-188.

Смалько Я. А. Ветрозащитные особенности лесных полос разных конструкций / Я. А. Смалько. – К. : Сельхозиздат, 1963. – 180 с.

Соболев С. С. Почвы Украины и степного Крыма / С. С. Соболев // Почвы СССР / Под ред. Л. И. Прасолова. – Т. III. Почвы лесостепных и степных областей. – М.; Л. : Изд-во АН СССР, 1939. – С. 7-84.

Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними / С. С. Соболев. – М. : Изд-во АН СССР, 1948. – 310 с.

Соболев С. С. Эрозия на территории Украиской ССР / С. С. Соболев // Почвоведение. – 1937. – № 3. – С. 23-34.

Соболев С. С. Эрозия почв и борьба с нею / С. С. Соболев. – М. : Гос. изд-во географ. лит-ры, 1950. – 176 с.

Созин Ю. А. Определение теплофизических свойств почвы методом импульсного нагрева / Ю. А. Созин // Антропогенные воздействия на лесные экосистемы степной зоны. – Д. : ДГУ, 1990. – С. 95-101.

Соколов Д. Ф. Влияние лесной растительности на состав гумуса почв различных природных зон / Д. Ф. Соколов. – М. : АН СССР, 1962. – 184 с.

Соколовський О. Н. Ґрунтознавство / О. Н. Соколовський. – Х. ; Д. : Держсільгоспвидав, 1933. – С. 26.

Соловьев П. Е. Влияние лесных насаждений на почвообразовательный процесс и плодородие степных почв / П. Е. Соловьев. – М. : МГУ, 1967. – 292 с.

Стадниченко В. Г. Почвы Велико-Анадольского леса / В. Г. Стадниченко // Велико-Анадольский лес. – Х. : ХГУ, 1955. – С. 53-63.

Стадниченко В. Г. Почвы искусственных лесов степной зоны УССР / В. Г. Стадниченко // Искусственные леса степной зоны Украины. – Х. : ХГУ, 1960. – С. 75-84.

Стаховский В. В. О птицах искусственных лесонасаждений юго-востока Украины / В. В. Стаховский // Искусственные леса степной зоны Украины. – Х. : ХГУ, 1960. – С. 67-89.

Степанец И. Т. Влияние лесных насаждений на изменение физических и химических свойств темно-каштановых почв Западного Казахстана / И. Т. Степанец // Почвоведение. – 1963. – № 9. – С. 75-84.

Сукачев В. Н. Основные понятия лесной биогеоценологии / В. Н. Сукачев // Основы лесной биогеоценологии. – М. : Наука, 1964. – С. 3-49.

Сукачев В. Н. Основы теории биогеоценологии / В. Н. Сукачев // Избранные труды: В 3 т. – Т. 2. – Л. : Наука, 1973. – С. 228-241.

Сурмач Г. П. Водорегулирующая и противоэрозионная роль насаждений / Г. П. Сурмач. – М. : Лесн. пром-сть, 1971. – 112 с.

Сус Н. И. Эрозия почвы и борьба с нею / Н. И. Сус. – М. : Сельхозгиз, 1949. – 350 с.

Тарасов В. В. Флора Дніпропетровської та Запорізької областей. Судинні рослини. Біолого-екологічна характеристика видів / В. В. Тарасов. – Д. : ДНУ, 2005.– 276 с.

Теории и методы физики почв / Под ред. Е. В. Шеина и Л. О. Карпачевского. – М. : Гриф и К, 2007. – 616 с.

Травлеев А. П. Биоэкологические особенности охраны лесных биогеоценозов и лесной рекультивации техногенных ландшафтов Западного Донбасса / А. П. Травлеев, В. Н. Зверковский, Н. Н. Цветкова и др. // Проблемы охраны, рационального использования и рекультивации черноземов. – М. : Наука, 1989. – С. 175-207.

Травлеев А. П. Взаимодействие растительности с почвами в лесных биогеоценозах настоящих степей Украины и Молдавии / А. П. Травлеев : Автореф. … д-ра биол. наук: 03.00.05 – ботаника. – Д. : ДГУ, 1972. – 49 с.

Травлеев А. П. Изучение естественной радиоактивности лесных биогеоценозов юго-востока УССР / А. П. Травлеев, Т. М. Антоненко, А. Г. Лындя // Вопросы степного лесоведения и охраны природы. – Д. : ДГУ, 1975. – Вып. 5. – С. 13-19.

Травлеев А. П. Кочующие леса и их пертинентная сущность (К 58-летию создания Комплексной экологической экспедиции ДНУ по исследованию лесов степной зоны) / А. П. Травлеев, Н. А. Белова // Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель. – Д. : ДНУ, 2007. – Вип. 11. – С. 3-8.

Травлеев А. П. Лес и почва в условиях степи / А. П. Травлеев, Л. П. Травлеев. – Д. : ДГУ, 1988. – 84 с.

Травлеев А. П. Лес как фактор почвообразования / А. П. Травлеев, Н. А. Белова // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9, № 3-4 (13). – С. 6-26.

Травлеев А. П. Лес как явление географическое / А. П. Травлеев, Н. А. Белова // Екологія та ноосферологія. – 2008. – Т. 19, № 3-4. – С. 5-12.

Травлеев А. П. Лесное почвоведение и степное лесоведение / А. П. Травлеев // Почвоведение. – 1996. – № 4. – С. 427-431.

Травлеев А. П. Материалы к номенклатуре и классификации лесных почв подзоны настоящих степей / А. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1972. – С. 16-21.

Травлеев А. П. Микроморфология лессиважных процессов в байрачных лесных черноземах степной зоны Украины / А. П. Травлеев, J. M. Resio Epejo, Н. А. Белова, Е. В. Кузнецов, А. К. Балалаев, В. Е. Кузнецов // Ґрунтознавство. – 2007. – Т. 8, № 1-2. – С. 6-24.

Травлеев А. П. Научные основы техногенной биогеоценологии / А. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1989. – С. 4-9.

Травлеев А. П. Некоторые черты разложения органического опада древесных пород и взаимодействие продуктов их разложения с почвой / А. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1968. – С. 15-29.

Травлеев А. П. О работе Научного Совета по проблемам почвоведения Отделения общей биологии НАН Украины и задачи сохранения почвенного покрова, повышения плодородия, рациональное использование / А. П. Травлеев // Ґрунтознавство. – 2010. – Т. 11, № 3-4. – С. 8-12.

Травлеев А. П. О терморегуляционной роли лесной подстилки / А. П. Травлеев // Почвоведение. – 1960. – № 10. – С. 92-95.

Травлеев А. П. Опыт детализации структурных компонентов лесного биогеоценоза в степи / А. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1973. – Вып. 4. – С. 6-18.

Травлеев А. П. Типология естественных лесов в степи (К 100-летию со дня рождения А. Л. Бельгарда) / А. П. Травлеев, Н. А. Белова // Питання степового лісознавства та лісової рекультивації земель. – Д. : ДНУ, 2003. – Вип. 7 (32). – С. 5-14.

Травлеев А. П. Характеристика почв лесных культурбиогеоценозов настоящих степей УССР / А. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения и охраны природы. – Д. : ДГУ, 1977. – С. 8-21.

Травлеев Л. П. О локальных коэффициентах увлажнения / Л. П. Травлеев // Вопросы степного лесоведения и охраны природы. – Д. : ДГУ, 1975. – Вып. 6. – С. 37-43.

Травлеев Л. П. Спутник геоботаника по почвоведению и гидрологии / Л. П. Травлеев, А. П. Травлеев. – Д. : ДГУ, 1979. – 87 с.

Травлєєв А. П. Новітні принципи відновлення порушених промисловістю екосистем у межах виконання кластерної інноваційної програми НАН України «Родючість ґрунтів» / А. П. Травлєєв, В. М. Звєрковський, Н. А. Білова та ін. // Екологія та ноосферологія. – 2011. – Т. 22, № 3-4. – С. 28-42.

Травлєєв А. П. Теоретичні основи лісової рекультивації порушених земель у Західному Донбасі на Дніпропетровщині / А. П. Травлєєв, Н. А. Білова, В. М. Звєрковський // Ґрунтознавство. – 2005. – Т. 16, № 1-2. – С. 19-29.

Тупика Н. П. О групповом и фракционном составе гумуса лесных почв Присамарья / Н. П. Тупика // Вопросы степного лесоведения. – Д. : ДГУ, 1973. – С. 34-37.

Узбек И. Х. Начальный почвообразовательный процесс в толще техногенных ландшафтов степной зоны Украины / И. Х. Узбек // Ґрунтознавство. – 2002. – Т. 2, № 1-2. – С. 66-71.

Узбек И. Х. Рекультивация нарушенных земель как устойчивое развитие сложных техноэкосистем / И. Х. Узбек, А. С. Кобец, П. В. Волох и др. – Д. : Пороги, 2010. – 263 с.

Узбек І. Х. Біологічна активність рекультивованих ґрунтів / І. Х. Узбек, В. І. Шемавньов // Ґрунтознавство. – 2002. – Т. 3, № 3-4. – С. 40-44.

Узбек І. Х. Едафотопи техногенних ландшафтів як біокосні підсистеми / І. Х. Узбек, Т. І. Галаган // Ґрунтознавсто. – 2008. – Т. 9, № 1-2. – С. 73-78.

Формирование и свойства перевеянных почв / Под ред. Н. В. Орловского. – М. : Наука, 1967. – С. 59-80.

Цветкова Н. Н. Особенности миграции органо-минеральных веществ и микроэлементов в лесных биогеоценозах степной Украины / Н. Н. Цветкова. – Д. : ДГУ, 1992. – 236 с.

Черкасов Е. Ф. Радиационная гигиена / Е. Ф. Черкасов, В. Ф. Кириллов. – М. : Медицина, 1974. – С. 57-72.

Чорневич Т. М. Структурно-функціональна організація альгоценозу бурувато-підзолистих оглеєних ґрунтів Передкарпаття / Т. М. Чорневич, В. А. Нікорич // Ґрунтознавство. – 2008. – Т. 9, № 3-4. – С. 108-118.

Чугай Н. С. К микроклимату Велико-Анадольского массива / Н. С. Чугай // Анадольский лес. – Х. : ХГУ, 1955. – С. 45-53.

Чугай Н. С. Фитоклиматические особенности искусственных лесов степной зоны Украины / Н. С. Чугай // Искусственные леса степной зоны Украины. – Х. : ХГУ, 1960. – С. 57-73.

Ющук Е. Д. Микроморфологические особенности почв степных биогеоценозов Кривбасса / Е. Д. Ющук // Кадастровые исследования степных

биогеоценозов Присамарья Днепровского, их антропогенная динамика и охрана. – Д. : ДГУ, 1991. – С. 134-146.

Ющук Е. Д. Некоторые итоги изучения почвообразующих процессов под лесными защитными насаждениями в Кривбассе / Е. Д. Ющук // Вопросы степного лесоведения и лесной рекультивации земель. – Д. : ДГУ, 1986. – С. 64-71.

Ющук Є. Д. Морфологічне вивчення ґрунтоутворювальних процесів під лісовими насадженнями Криворіжжя / Є. Д. Ющук // Ґрунтознавство. – 2009. – Т. 10, № 3-4. – С. 37-41.

Ярмольська А. С. Полезахисні лісонасадження – ефективний засіб боротьби з пиловими бурями / А. С. Ярмольська. – К. : УкрНДІНТІ, 1971. – 32 с.

Boardman J. Soil erosion science: Reflections on the limitations of current approaches // Catena. – 2006. – Vol. 68, Is. 2-3. – P. 73-86.

Eldridge D. J., Leys J. F. Exploring some relationships between biological soil crusts, soil aggregation and wind erosion // Journal of Arid Environments. – 2003. – Vol. 53, Is. 4. – P. 457-466.

Goossens D., Gross J. Similarities and dissimilarities between the dynamics of sand and dust during wind erosion of loamy sandy soil // Catena. – 2002. – Vol. 47, Is. 4. – P. 269-289.

Jiao J., Zou H., Jia Y., Wang N. Research progress on the effects of soil erosion on vegetation // Acta Ecologica Sinica. – 2009. – Vol. 29, Is. 2. – P. 85-91.

Jönsson P. Influence of shelter on soil sorting by wind erosion – a case study // Catena. – 1994. – Vol. 22, Is. 1. – P. 35-47.

Kort J., Collins M., Ditsch D. A review of soil erosion potential associated with biomass crops // Biomass and Bioenergy. – 1998. – Vol. 14, Is. 4. – P. 351-359.

McTainsh G., Strong C. The role of aeolian dust in ecosystems // Geomorphology. – 2007. – Vol. 89, Is. 1-2. – P. 39-54.

Nearing M. A., Xie Y., Liu B., Ye Y. Natural and anthropogenic rates of soil erosion // International Soil and Water Conservation Research. – 2017. – Vol. 5, Is. 2. – P. 77-84.

Reheis M. C. A 16-year record of eolian dust in Southern Nevada and California, USA: Controls on dust generation and accumulation // Journal of Arid Environments. – 2006. – Vol. 67, Is. 3. – P. 487-520.

Riksen M., Brouwer F., Graaff J. Soil conservation policy measures to control wind erosion in northwestern Europe // Catena. – 2003. – Vol. 52, Is. 3-4. – P. 309-326.

Riksen M., Spaan W., Stroosnijder L. How to use wind erosion to restore and maintain the inland drift-sand ecotype in the Netherlands? // Journal for Nature Conservation. – 2008. – Vol. 16, Is. 1. – P. 26-43.

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

Scott W. D. Measuring the erosivity of the wind // Catena. – 1995. – Vol. 24, Is. 3. – P. 163-175.

Scott W. D. Wind erosion of residue waste. Part I. Using the wind profile to characterise wind erosion // Catena. – 1994. – Vol. 21, Is. 4. – P. 291-303.

Stout J. E. Simultaneous observations of the critical aeolian threshold of two surfaces // Geomorphology. – 2007. – Vol. 85, Is. 1-2. – P. 3-16.

Targulian V. O. Soils of Soviet Far East // 24th Intern. geogr. congr., Main sect. Abstrs. Tokyo, 1980, vol. 1, sect. 53. – P. 282-294.

Vissera S. M., Stroosnijdera L., Chardonb W. J. Nutrient losses by wind and water, measurements and modelling // Catena. – 2005. – Vol. 63, Is. 1. – P. 1-22.

Zhao H.-L., Yi X.-Y., Zhou R.-L., Zhao X.-Y., Zhang T.-H., Drake S. Wind erosion and sand accumulation effects on soil properties in Horqin Sandy Farmland, Inner Mongolia // Catena. – 2006. – Vol. 65, Is. 1. – P. 71-79.

Zobeck T. M., Parker N. C., Haskell S., Guoding K. Scaling up from field to region for wind erosion prediction using a field-scale wind erosion model and GIS // Agriculture, Ecosystems & Environment. – 2000. – Vol. 82, Is. 1-3. – P. 247-259.

Наукове видання

ГОРБАНЬ
Вадим Анатолійович

Еолово-ґрунтові відклади та їх вплив на формування едафотопів лісових культурбіогеоценозів степової зони України

Монографія

Літературне редагування та коректура В. М. Пластун

Макетування та комп'ютерна верстка В. А. Горбань

Підписано до друку 22.12.2017 р.
Формат 60×84/16. Ум. др. арк. – . Обл. вид. арк. – .
Тираж – 300 прим.

Видавництво «Свідлер А.Л.»
49041, м. Дніпро, а/с 2493, тел./факс (056) 717-00-57
Свідоцтво про внесення до Державного реєстру
суб'єктів видавничої справи:
Серія ДК № 3876 від 10.09.2010 р.
Надруковано в типографії видавництва «Свідлер А.Л.»
www.garantsv.com