

УДК 551.58:528.94

doi: 10.15407/ugz2015.02.024

Ж.М. Матвіїшина, О.В. Мацібора*Інститут географії Національної академії наук України, Київ***РИТМІКА ЗАПЛАВНОГО ҐРУНТОУТВОРЕННЯ В ПІЗЬНОМУ ГОЛОЦЕНІ ЯК ІНДИКАТОР ЗМІН ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИХ УМОВ**

Значення ритміки заплавної ґрунтоутворення як індикатора змін фізико-географічних умов протягом пізнього голоцену розглянуто на прикладі Східноєвропейської рівнини. На основі вивчення етапів формування заплавної ґрунтів та узагальнення палеогеографічної інформації встановлено закономірності зміни кліматичних параметрів, зокрема вологості й температурного режиму в окремі хроноінтервали голоцену. Здійснено кореляцію короткочасової ритміки голоценового педогенезу в пізньому голоцені з результатами власних досліджень заплавної ґрунтів у лісостеповій зоні України, в межах басейну Південного Бугу. Виявлено та охарактеризовано етапи ґрунтоутворення у суббореальному та субатлантичному періодах голоцену віком 1640 ± 60 , 1850 ± 60 та 3890 ± 60 років тому з позиції вмісту гумусу, карбонатних сполук та важких металів. Обґрунтовано зв'язок досліджених стадій педогенезу та гідротермічних параметрів клімату.

Ключові слова: голоцен; ґрунт; клімат; фізико-географічні умови; важкі метали; гумус; карбонати.

Zh.M. Matviishyna, O.V. Matsibora*Institute of Geography of the Ukraine National Academy of Sciences, Kyiv***THE RHYTHM OF FLOODPLAIN SOIL CREATION IN LATE HOLOCENE AS INDICATOR OF PHYSICAL GEOGRAPHIC CONDITIONS CHANGES**

Value of flood soil creation rhythms as an indicator of physical geographic conditions changes during the Late Holocene has been reviewed based on the East European Plain example. Based on the study of floodplain soils formation stages and generalization of paleogeographical information, patterns in climate parameters changes have been established, including humidity and temperature in separate Holocene chrono intervals. Short-term correlation of Holocene pedogenesis rhythm in the late Holocene with the results of our own research of the floodplain soils in the Ukraine forest steppe zone, within the Southern Bug river basin has been performed. The stages of soil creation in Subboreal and Subatlantic Holocene aged 1640 ± 60 , 1850 ± 60 and 3890 ± 60 years ago from the position of humus, carbonate compounds and heavy metals content have been revealed and characterized. Connection between the researched pedogenesis stages and hydrothermal climate parameters has been grounded.

Keywords: Holocene; soil; climate; physical geographic conditions; heavy metals; humus; carbonates.

Вступ

Визначення періодичних спрямовано-ритмічних змін природних умов протягом голоцену дає можливість не лише здійснювати розчленування цього хроноінтервалу на основі кліматично-стратиграфічних принципів, а й поглиблено вивчати його періоди у контексті названих закономірностей. Дослідження голоцену у зв'язку з періодичністю, спрямованістю та ритмічністю є доцільним з огляду на те, що цей відрізок часу займає ключові позиції в послідовності ретроспективно-прогнозних побудов від минулого до сучасності й майбутнього.

Зміни природних умов голоцену відбувалися диференційовано залежно від регіональних кліматичних особливостей окремих територій. Тому, найчастіше, кліматичні зміни за останні 10,3 тисяч років розглядаються в регіональному аспекті, хоча існує низка праць узагальнюючого, інтегрального характеру з метою встановлення загальних закономірностей і тенденцій. Характеристика голоцену загалом та окремих його етапів, як правило, здійснюється відповідно до поділу цього періоду на дрібні хронологічні елементи (тривалістю 500-1000 років), які відображають детальну ритміку процесу еволюції клімату. Особливої уваги потребують два останні періоди голоцену – суббореальний (SB) та субатлантичний (SA), який триває досі.

Детальний аналіз змін фізико-географічних умов досліджуваних хроноінтервалів є підставою для визначення загальних закономірностей розвитку природи на певній території у відносно недалекому минулому з можливістю розробки прогнозних моделей на майбутнє.

Вивченість питання

Короткоперіодичні зміни природних умов та процесів ґрунтоутворення протягом пізнього голоцену є об'єктом вивчення багатьох дослідників з огляду на важливість етапів розвитку природи для побудови прогнозних моделей.

Особливості хронологічного поділу голоцену, кореляція схем періодизації висвітлена в працях М.Ф. Веклича (1976), М.І. Нейштадта (1960), М.О. Хотинського (1972), О.Л. Александровського (2002).

Динаміка природних умов та педогенезу окремих регіонів розглянута Ю.Г. Чендевим (2006), Б.П. Ахтирцевим (1984), Н.П. Герасименко (1999), Л.С. Песочиною (2014), В.А. Дьомкіним (1985), Я.Г. Рисковим (1997).

Результати інтегрального аналізу динаміки природних умов Північної Євразії, Східноєвропейської рівнини, території України представлені в працях О.М. Сімакової (2008), Ж.М. Матвіїшиної (2010), А.О. Куниці (1974), Л.І. Воропай (1975),

Ю.М. Дмитрука (2008).

Розвиток голоценових ґрунтів під впливом різних природних факторів є об'єктом дослідження О.А. Чичагової (1985), М.І. Дергачової (1988), М.А. Глазовської (1981), Л.М. Плеханової (2004), І.В. Іванова (1995) та інших.

Метою публікації є вивчення дрібної ритміки голоценового ґрунтоутворення в пізньому голоцені та встановлення його зв'язку зі змінами фізико-географічних умов. Особлива увага приділяється кореляції короткоперіодичної динаміки природних умов у межах окремих території із загальними закономірностями, характерними для Східноєвропейської рівнини.

У зв'язку з наявністю значного обсягу розрізних досліджень регіонального характеру, які присвячені окремим етапам розвитку ґрунтів, виникає необхідність узагальнення отриманих результатів з метою формування цілісного уявлення про дрібну ритміку змін фізико-географічних умов і порівняння з даними, отриманими в результаті власних емпіричних досліджень.

Одним з найголовніших завдань є характеристики ґрунтових утворень окремих хроноінтервалів пізнього голоцену з позиції вмісту гумусу, карбонатних сполук та важких металів.

Виклад основного матеріалу

У пізньому голоцені, який умовно відповідає частині суббореального та всьому субатлантичному періоду, природні умови, зокрема рослинний покрив, Східноєвропейської рівнини не зазнавали різких змін.

Початок пізнього голоцену характеризувався більш ксеротермічними умовами, внаслідок чого відбувалося розширення степових просторів. На заплавах розвивалися лучні, подекуди карбонатні ґрунти з горизонтами алювіальних відкладів, які їх розділяли [15]. Характеристики рослинності цього часового інтервалу мають риси подібності із середнім голоценом. У долинах переважали мезофільні луки, на схилах – ксеротермічні вапнякові скелі з ділянками трав'янистої степової рослинності [9]. Лісовий пояс характеризувався поєднанням широколистяних і темнохвойних видів дерев, але на основі аналізу спорово-пилкових спектрів було виявлено зменшення частки темнохвойних видів на півдні, а широколистяних – у північних районах [18].

Така тенденція пояснюється просуванням степової зони в північному напрямку і посиленням посушливості кліматичних умов та водного режиму ґрунтів південних частин Східноєвропейської рівнини [3, 14, 17]. У часовому інтервалі 1600-1800 років тому середньорічні температури були на 3,6° нижчі від сучасних, а кількість опадів на 12% більшою, що призвело до активізації ґрунтоутворювального процесу, який досягав швидкості 1,3 мм/рік [11].

Суббореальний період (SB, 5000-2700 років тому) характеризується значною неоднорідністю кліматичних умов. На його початку відбувалося різке зниження температури в поєднанні з поступовим зростанням зволоженості, наступне потепління супроводжувалося значним зменшенням вологості [1, 11].

Найважливішою рисою цього етапу стосовно динаміки рослинного покриву є зміщення меж природних зон у південному напрямку, що призвело до наступання тайги на мішані ліси, а вони, в свою чергу, витісняли степи [19]. Така закономірність не всюди мала однаковий прояв.

Серед етапів SB, з помітним коливанням ступеня зволоження, варто виділити інтервал 4170-3970 років тому, який характеризувався яскраво вираженою аридизацією клімату і, на думку деяких дослідників [19], був найпосушливішою фазою всього голоцену. Особливістю прояву аридності природних умов є її обернений зв'язок з географічною широтою місцевості в межах Східноєвропейської рівнини.

Відповідно, екстремальність показників зволоження зменшувалася в північному напрямку: від зони степів до тайги. У цей час відбувався розпад лісових фітоценозів долин річок, а пануюче положення на території сучасної лісостепової зони займали південні варіанти степів; південніше переважали напівпустелі з полиново-лободовими рослинними фітоценозами [8].

Хроноінтервал 3970-3550 років тому характеризувався сприятливішими природними умовами. На територіях, зайнятих південними степами, розпочалося формування лісостепових ландшафтів. У флористичному складі лісостепових рослинних угруповань збільшувалась частка сосни, берези, липи, дуба [19].

Наступний етап аридизації клімату відбувся в інтервалі 3500-3400 років тому [22], що спричинило скорочення площ лісів і тимчасове відновлення степових ландшафтів у межах сучасного лісостепу [19]. Відрізок часу з 3400 по 2800 років тому був завершальним у SB і характеризувався частим чергуванням аридних і гумідних епох. Загальною рисою його термічного режиму була тенденція до поступового похолодання.

Але навіть у межах такого нетривалого хроноінтервалу виділявся етап підвищення аридності клімату – 3000-2800 років тому.

Субатлантичний період (SA, 2700 років тому – наш час) характеризується поступовим загальним зниженням температури та підвищенням вологості на фоні незначних коливань цих показників [1]. Рослинний покрив був представлений ялиновими лісами, площі яких поступово скорочувалися [19]. У зоні широколистяних лісів Східноєвропейської рівнини у видовому складі деревної рослиннос-

ті зменшувалася кількість липи і підвищувалася дуба. А в лісостепу відбувалося формування фітоценозів з домінуючою участю дуба як зонального утворення, хоча в південних районах дубові ліси охоплювали лише плакорні ділянки, і лісостеп формувався з деяким запізненням [14].

У багатьох працях звертається увага на гідрологічну нестабільність об'єктів гідромережі у цьому періоді, зокрема на початку SA посилюється паводковий режим річок, що проявлялося у накопиченні заплавної алювію [5, 6, 13].

Радикальні зміни режиму зволоження відбулися в проміжку 2300-2100 років тому, який характеризувався збільшенням посушливості кліматичних умов. У рослинному покриві відбулися зміни, характерні для посушливих періодів: скорочувались площі лісів, а в долинах річок поширювалася степова флора, представлена угрупованнями полину, злаків та лучним різотрав'ям [21].

Піком посушливості вважають інтервал 2000-1900 років тому (I століття нашої ери), а завершився етап аридизації близько 1500 років тому.

Внаслідок підвищення зволоження відбулось повторне заліснення території, а деревні угруповання з домінуванням ялини почали поширюватися на південь. Подібні уявлення про поширення ареалів лісових фітоценозів підтверджують інші дослідники, які розглядають останні 1500 років як період наступання лісів на степові ландшафти у зв'язку з одночасним похолоданням та зволоженням клімату [10]. Аналогічні зміни природних умов були характерні також для південних районів Східноєвропейської рівнини, зокрема Приазов'я, де відбулось підвищення зволоження саме в період 2000-1500 років тому [14, 16].

Інтервал 1300-700 років тому (згідно історичної періодизації йому відповідає проміжок VIII-XIII століття) характеризується потеплінням для більшої частини арктичного, субарктичного і помірного кліматичних поясів, тому його ще називають «*малим кліматичним оптимумом*» [21]. Цей період у межах центральної частини Східноєвропейської рівнини відзначався стабілізацією геоморфологічних систем, з чим пов'язано зменшення інтенсивності накопичення алювіального матеріалу та активізація ґрунтоутворювального процесу на заплавах [20]. У малий кліматичний оптимум лісистість Східноєвропейської рівнини була значною, але часті посухи стримували просування лісів у південному напрямку і призводили до утворення галявин у суцільних масивах деревних угруповань [21].

У часовому проміжку 900-800 років тому розпочалося похолодання та підвищення зволоженості, посилювалась мінливість клімату в хроноінтервалах незначної тривалості. Похолодання з невеликими коливаннями в бік потепління тривало в інтервалі

700-100 років тому, що має назву «*малий льодовиковий період*» [23]. Цей хроноінтервал відзначався посиленням амплітуд кліматичних коливань, частішим проявом особливо небезпечних погодних явищ. Висловлюється припущення, що протягом малого льодовикового періоду поширення лісів у широті, де панували степи, посилювалось. Експансія лісів припинилася лише 400 років тому у зв'язку з інтенсивним господарським освоєнням території центральної частини Східноєвропейської рівнини. На думку деяких дослідників [1, 21], це відбулося дещо раніше – 500 років тому.

Підтвердженням цього процесу є відсутність безперервного ареалу лісових масивів вже в інтервалі 1000-700 років тому та острівна будова лісового поясу ще до межі 400 років тому.

Завершення голоценового міжльодовиков'я характеризується зниженням тепла і зволоженості, нестабільністю біогеосистем у процесі переходу до прохолоднішого кліматичного етапу, що в подальшому спричинить поширення дрібнолистяних березових лісів [2, 4, 7].

Одним із основних палеоіндикаторів короткоперіодичних змін природних умов, а саме коливання термічних показників та значень гумідності клімату, є з а п л а в н і г р у н т и, розвиток та еволюція яких безпосередньо залежить від названих параметрів [12]. Відповідно до загальних закономірностей, періодам похолодання та підвищення гумідності відповідають етапи збільшення повноводності водотоків і, як наслідок, накопичення алювію в межах заплави. Для періодів потепління та аридизації клімату характерним є осушення заплави і активізація процесів педогенезу з формування певних типів ґрунтових утворень. Відповідно, дослідження ритміки заплавної ґрунтоутворення дає змогу виявити етапи потепління / похолодання та гумідизації / аридизації протягом суббореального та субатлантичного періодів голоцену.

Підтвердженням ритмічності процесів педогенезу в умовах заплави можуть слугувати різночасові ґрунтові утворення, досліджені в межах лісостепової зони України на двох *ключових ділянках*: 1) поблизу с. Любомирка Добровеличківського району Кіровоградської області; 2) на околиці с. Бохоники Вінницького району Вінницької області.

Розташування їх у різних частинах однієї природної зони дає можливість здійснювати порівняльний аналіз етапів ґрунтоутворення та виконувати кореляцію змін фізико-географічних умов.

Ключова ділянка 1 розташована на лівому березі р. Чорний Ташлик (48°14'15" пн. ш.; 31°15'5" сх. д.). У геоморфологічному відношенні розріз закладено на першій надзаплавній терасі долини згаданого водотоку на висоті 2 м над рівнем урізу води та за

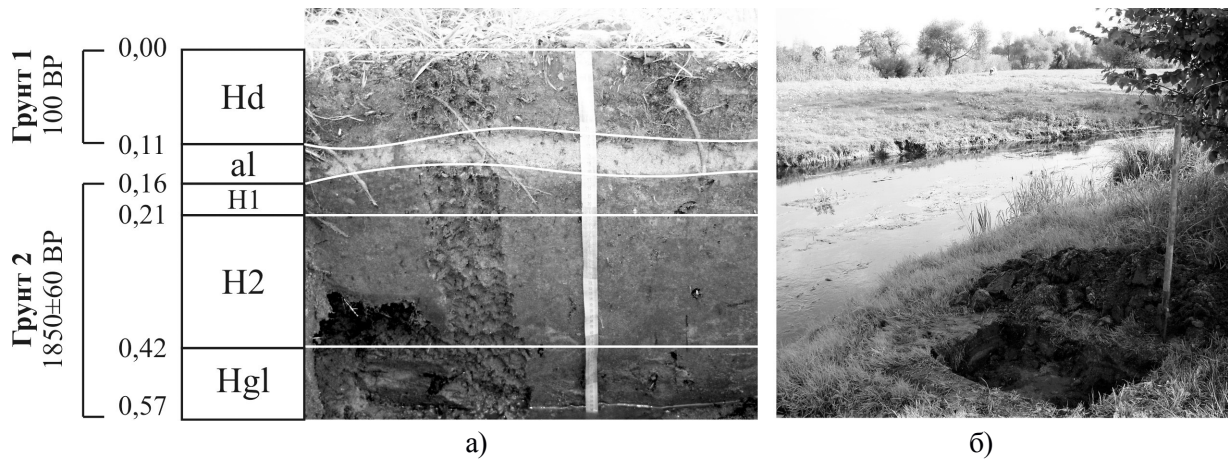


Рисунок 1. Ключова ділянка 1: а) профіль заплавної ґрунту; б) загальний вигляд

3 м від водотоку. Характер рельєфу визначається процесами ярочно-балкової ерозії, на правому березі спостерігаються поодинокі ерозійні форми рельєфу, зокрема яри та балки (рис. 1).

У структурі рослинного покриву переважають злакові лучні трави, а також осоки, подорожник великий (*Plantago major* L.), амброзія полинолиста (*Ambrosia artemisiifolia* L.). З деревних видів рослин поширена верба біла.

На відстані 100 м від цього розрізу знаходяться сільськогосподарські угіддя.

Розріз ґрунту ключової ділянки 1 представлений такими генетичними горизонтами:

Hd (0,00-0,11 м) – чорний з бурими відтінками, легкий суглинок, зернисто-пилуватий, з присипкою SiO_2 , значною кількістю коренів трав'яних рослин; перехід різкий, межа хвиляста.

al (0,11-0,16 м) – алювіальний горизонт, складений жовтуватим кварцовим піском, подекуди з жовто-коричневими плямами, поодинокими вкрапленнями гумусу (діаметр 0,4 см), рівномірно розподіленими по горизонту, з поодинокими коренями рослин; перехід різкий, межа хвиляста.

H1 (0,16-0,21 м) – чорний, дрібногрудкуватозернистий, легкий суглинок, з поодинокими плямами, що мають розмиті контури коричневого кольору, з коренями рослин, включеннями гілок дерев з ознаками розкладання.

H2 (0,21-0,42 м) – чорний до сірого, дрібногрудкуватозернистий, легкий суглинок, з присипкою SiO_2 , поодинокими плямами жовто-коричневого кольору, коренями рослин в незначній кількості; перехід і межа поступові.

Hgl (0,42-0,57 м) – чорний з сизуватими плямами, грудкуватопилуватий, середній суглинок, з присипкою SiO_2 , окремими лінзами піску потужністю до 3 см, коренями трав'яних рослин.

У межах розрізу досліджено два ґрунти, які були сформовані в різний час: верхній ґрунт 1,

представлений гумусовим горизонтом Hd з рисами дернового ґрунтоутворення, та ґрунт 2 (генетичний горизонт H1) – з рисами лучного ґрунтоутворення. Різновікові ґрунти розмежовані смугою алювіальних відкладів.

Ґрунт 1 відображає етап сучасного ґрунтоутворення, відзначається малою потужністю, час його формування умовно прийнято вважати близьким 100 років тому.

Ґрунт 2 характеризується значно більшою потужністю. Згідно з радіокарбонним датуванням, час його формування становить 1850 ± 60 років тому, що відповідає теплову мікрокліматохрону hl_{cl-1} на початку SA періоду.

Вміст гумусу у досліджуваних ґрунтах ключової ділянки 1 характеризується істотними відмінностями: у ґрунті 1 – на рівні 2,95%, а у ґрунті 2 – 1,93% (рис. 2).

Такий розподіл значень пов'язаний як з часом, так і з умовами формування цих ґрунтових утворень. Сучасний ґрунт продовжує розвиватися, і надходження органічної речовини у його верхній гумусовий горизонт відбувається безперервно з накопиченням підстилки трав'яної рослинності. Натомість, ґрунт 2, формування якого відбувалося 1850 ± 60 років тому, втратив органічну речовину після перекриття його алювіальними відкладами, в результаті чого впродовж останніх 1850 років відбувалось винесення гумусових речовин. Навіть з урахуванням розглянутих факторів можна припустити, що в гумусовому горизонті H2 наступне накопичення алювію призвело до пригнічення рослинного покриву, що знизило вміст гумусу.

Вміст карбонатів у досліджуваних ґрунтах загалом невеликий, що певною мірою корелюється з розподілом органіки. Така подібність проявляється у більшому вмісті карбонатів у ґрунті 1 порівняно з ґрунтом 2. Генетичний горизонт Hd харак-

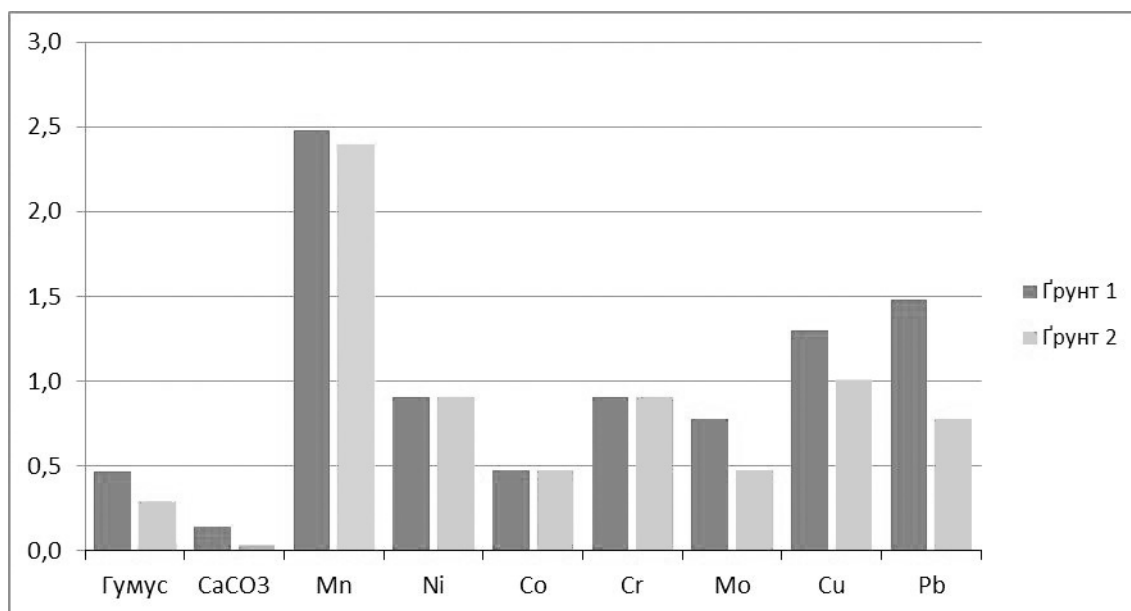


Рисунок 2. Вміст гумусу, карбонатних сполук, важких металів у грунтах ключової ділянки 1 за логарифмічною шкалою

теризується концентрацією карбонатних сполук на рівні 1,38%, а горизонт H1 (1,07% цих речовин) відповідає більш зволоженому умовам.

З огляду на відносну вилугуваність ґрунтової товщі, кліматичні умови hl_{c1-1} варто розглядати як вологіші порівняно з сучасними, що підтверджується відповідними аналізами.

Вміст важких металів у ґрунті початку SA та сучасному етапі підпорядковується загальній закономірності, яка полягає у зменшенні абсолютних показників концентрації зі збільшенням віку ґрунтового утворення (рис. 2).

Майже для всіх досліджуваних важких металів (Mn, Mo, Cu, Pb) характерним є переважання показника концентрації у сучасному ґрунті порівняно з похованим (hl_{c1-1}).

Концентрація Mn в сучасному ґрунті становить 300 мг/кг, а ґрунт, вік якого 1850 ± 60 років, характеризується показником на рівні 250 мг/кг. Це пояснюється біофільністю Mn, що зумовлює приуроченість його концентрації до горизонтів з порівняно більшим вмістом гумусу. Не варто також виключати вплив антропогенного фактора, який значною мірою активізувався з часу 1850 ± 60 років тому.

Інша група важких металів (Mo, Cu, Pb) відзначається переважанням показників концентрації сучасного ґрунту над похованим (hl_{c1-1}). Зокрема, вміст Mo та Cu у ґрунті 1 вдвічі перевищує відповідний показник ґрунту 2. Концентрація Pb у H1 в 5 разів перевищує вміст цього елемента у горизонті H1 (30 мг/кг порівняно з 6 мг/кг), що варто розглядати як результат техногенного впливу на ґрунт.

Вміст окремих хімічних елементів (Ni, Co, Cr) відзначається ідентичністю в обох досліджуваних

ґрунтах і перебуває на рівні 8 мг/кг, 3 мг/кг та 8 мг/кг відповідно. Подібність досліджених ґрунтів з позиції вмісту цих елементів пояснюється їх буферною здатністю по відношенню до стабільності хімічного складу і є результатом дії різноспрямованих факторів: накопичення та розсіювання елементів по ґрунтовій товщі.

Проведене дослідження основних геохімічних показників заплавної ґрунту в межах ключової ділянки 1 дає можливість сформулювати висновок про ландшафтно-екологічні умови hl_{c1-1} , які характеризувались відносно більшим ступенем зволоження території, що призвело до вилугування карбонатних сполук з ґрунтової товщі. Мікрокліматокрон hl_{c1-1} характеризувався менш інтенсивним рослинним покривом на території дослідження, що відображено в показниках гумусованості ґрунту цього теплого етапу голоцену.

У розрізі 1 представлено 2 стадії формування ґрунтів – верхній ґрунт дерновий, нижній лучно-алювіальний і потужніший. Їх можна розглядати як фрагменти шаруватих заплачних ґрунтів, окремі шари яких насичені органікою, гумусовані й розділяються смугою піщаного алювію. Менший вміст гумусу (1,93%) в нижньому ґрунті, порівняно з 2,53% вмісту гумусу в дерновому поверхневому ґрунті, пояснюється більшою перезволоженостю умов формування нижнього ґрунту.

Ключова ділянка 2 розташована на правому березі р. Південний Буг, у межах першої надзаплавної тераси з відмітками абсолютної висоти на рівні 240 м, яка через 50 м сполучається зі схилом вододілу. Розріз закладено на відстані близько 12 м від

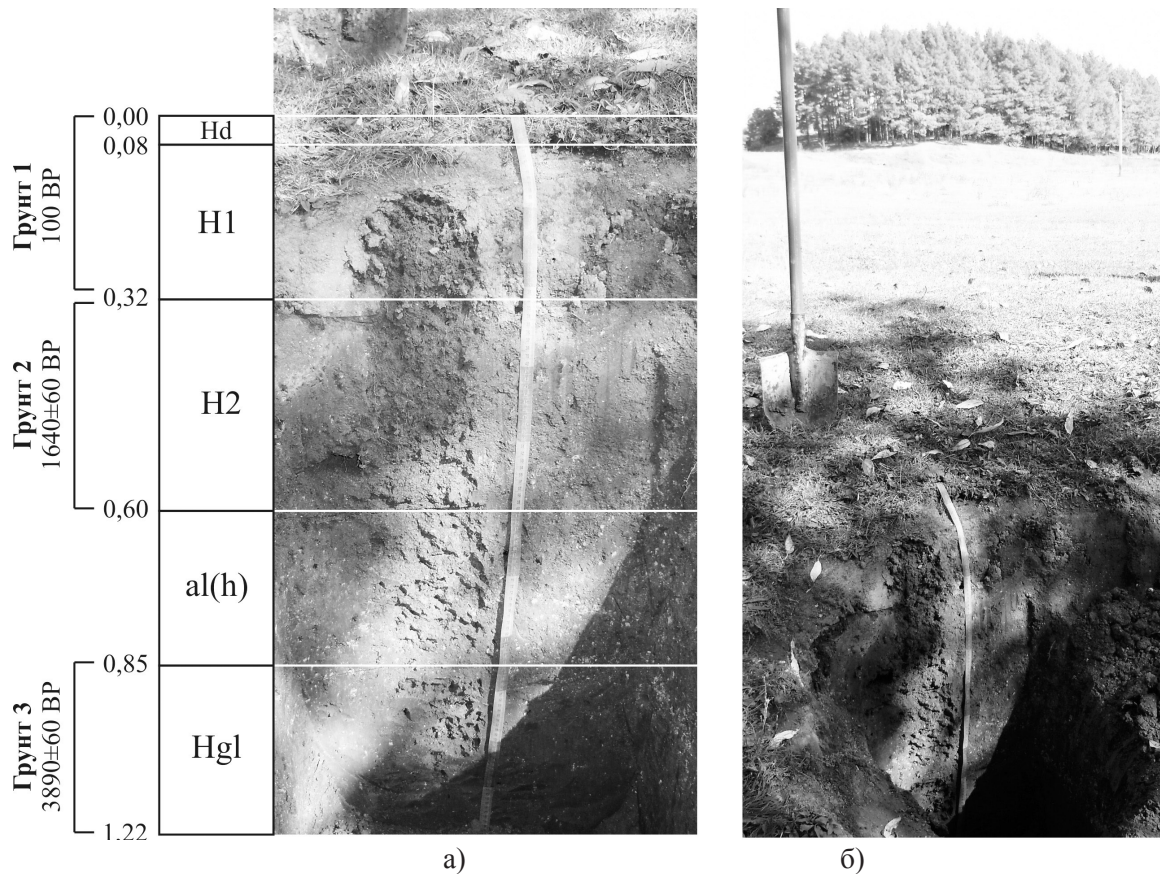


Рисунок 3. Ключова ділянка 2: а) профіль заплавної ґрунту; б) загальний вигляд

урізу води (49°9'34" пн. ш.; 28°23'36" сх. д.).

Рослинний покрив представлений трав'яними формами, серед яких домінують злакові (Poaceae), а також лучне різнотрав'я, у незначній кількості зростають кульбаба лікарська (*Taraxacum officinalis* Webb.) та подорожник великий (*Plantago major* L.).

Розріз заплавної ґрунту ключової ділянки 2 відрізняється незначною диференціацією профілю, представлений п'ятьма генетичними горизонтами (рис. 3).

Hd (0,00-0,08 м) – дернина, сіро-чорного кольору, дрібнозернистий, легкий суглинок, інтенсивно пронизаний коренями трав'яних рослин; перехід і межа поступові.

H1 (0,08-0,32 м) – чорного кольору, дрібногрудкувато-зернистий, середній суглинок, з незначною кількістю коренів рослин, поодинокими мушлями червоногих молюсків; перехід і межа дуже поступові, виділені за зміною структури та кольору.

H2 (0,32-0,60 м) – чорний з буруватим відтінком, грудкувато-пилуватий, середній суглинок, пухкий, з незначною кількістю коренів трав'яних рослин, включеннями мушель червоногих молюсків та їх уламків.

al(h) (0,60-0,85 м) – сірого кольору з буруватим відтінком, горіхувато-грудкуватий, легкий суглинок, щільний, зі значною кількістю необкатаного

піщаного матеріалу, мушель молюсків та їх уламків, інтенсивно гумусований.

Hgl (0,85-1,22 м) – чорно-бурого кольору, горіхувато-грудкуватий, важкий суглинок, щільний, пластичний, з поодинокими мушлями червоногих молюсків та необкатаними уламками граніту.

Досліджений розріз слабо диференційований, представлений трьома ґрунтовими утвореннями, які розмежовані алювіальними відкладами незначної потужності. Грунт 1 є утворенням, яке відповідає сучасному етапу педогенезу, представлений генетичним горизонтами Hd та H1. Згідно з сучасними уявленнями про ґрунтоутворення, ґрунт 1 формувався протягом останніх 100 років. Від залягаючих нижче горизонтів він відокремлений прошарком уламків мушель молюсків, інтенсивно змішаних з гумусовими речовинами.

Грунт 2 в розрізі відповідає генетичному горизонту H2, потужність якого становить 0,28 м. Згідно із радіокарбонним датуванням вік цього ґрунтового утворення – 1640±60 років тому, отже він припадає на теплий етап голоцену hl_{c1-1} , який мав місце на початку SA.

Від попередньої стадії ґрунтоутворення ґрунт 2 відокремлений потужним алювіальним горизонтом al(h), представленим відсортованим кварцовим піском з уламками мушель молюсків та інтенсивно

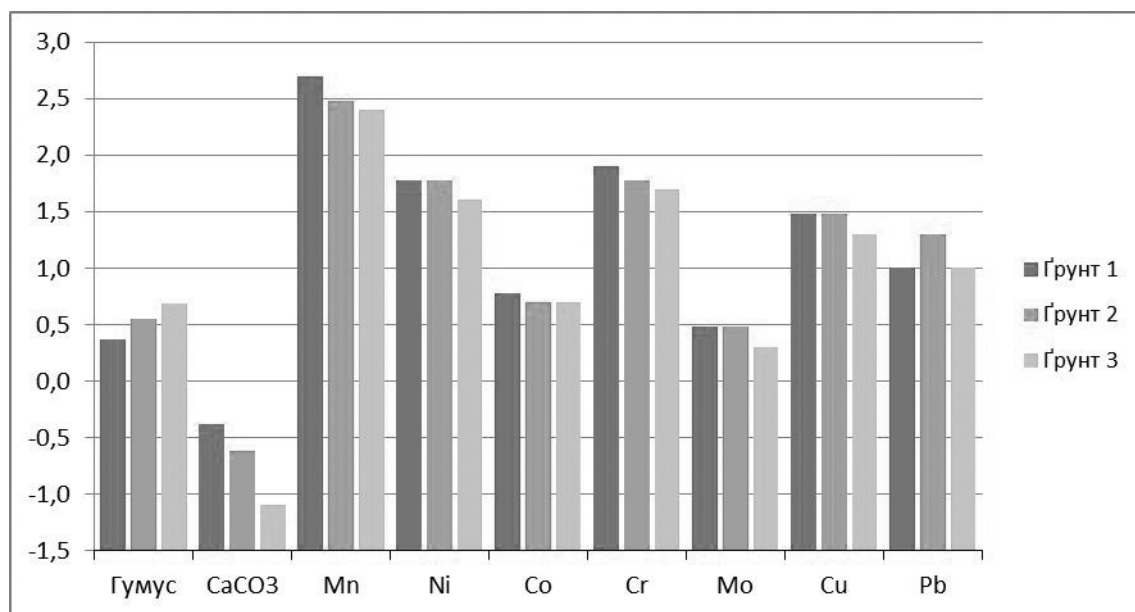


Рисунок. 4. Вміст гумусу, карбонатних сполук, важких металів у ґрунтах ключової ділянки 2 за логарифмічною шкалою

профарбований гумусовими речовинами.

Ґрунт 3 є найдавнішим утворенням у межах досліджуваного розрізу, представлений генетичним горизонтом Hgl, потужність якого становить 0,37 м. Формування ґрунту 3 припадає на середину SB, його вік, згідно радіокарбонного датування, складає 3890 ± 60 років, отже він припадає на теплий етап голоцену hl_{b2-3} . Нижньою межею цього горизонту є алювіальні відклади нижче рівня залягання ґрунтових вод.

Вміст гумусу у досліджених ґрунтових утвореннях характеризується трендом, який полягає у поступовому зростанні його концентрації зі збільшенням віку горизонту. Отже, ґрунт 3, педогенез якого відбувався в середині SB, відзначається найвищими показниками вмісту гумусу (на рівні 4,87%). Для порівняно молодших ґрунтових утворень значення цього параметра менші. Ґрунт 2, сформований на початку SA, має в своєму складі 3,51% органічних речовин, а ґрунт 1, який відповідає сучасному етапу педогенезу – 2,32%. Такий розподіл концентрації гумусу по ґрунтових утвореннях SB, SA та сучасності може бути свідченням зміни ландшафтно-екологічних умов протягом досліджуваних хроноінтервалів у бік зниження інтенсивності рослинного покриву, що зумовило надходження рослинних решток в ґрунт з опадом і, відповідно, низхідний тренд у розподілі органічних речовин алювіальних ґрунтів цієї ключової ділянки (рис. 4).

Вміст карбонатів у досліджуваних ґрунтах ключової ділянки свідчить про те, що в загальних рисах ці ґрунтові утворення є значною мірою вилугуваними і вміст $CaCO_3$ у їх складі ста-

новить менше 0,5%. Незважаючи на низькі значення цього показника, помітною є тенденція до збільшення концентрації карбонатів у сучасних ґрунтах порівняно з утвореннями SA та SB. Найвищим вмістом карбонатних сполук (0,42%) характеризується ґрунт 1, який відповідає сучасному етапу педогенезу – тривалістю близько 100 років. Для ґрунтів 2 та 3 цей показник становить 0,24% та 0,08% відповідно. Такий розподіл карбонатних сполук у досліджуваних ґрунтових утвореннях, ймовірно, може бути свідченням інтенсивності процесів вилугування, які зумовили низький їх вміст на тлі незначної тенденції до підвищення аридності клімату і зменшення кількості опадів, яка характеризує територію дослідження.

Вміст важких металів у ґрунтових утвореннях ключової ділянки 2 відзначається загальною тенденцією до збільшення їх концентрації зі зменшенням віку формування ґрунтів. Найвищий вміст Mn, Co, Cr спостерігається в ґрунті 1, який відповідає сучасному етапу педогенезу, в той час як ґрунти 2 та 3 характеризуються дещо меншими значеннями відповідних показників. За даними вмісту Mn, Co, Cr етапи голоцену hl_{c1-1} та hl_{b2-3} відзначаються як найменш сприятливі для накопичення важких металів у ґрунтах. Вміст названих хімічних елементів корелює з показниками вмісту карбонатних сполук у відповідних ґрунтових утвореннях, що дозволяє припустити наявність впливу карбонатного геохімічного бар'єру, яка зумовила розподіл важких металів.

Інша група досліджуваних елементів (Ni, Mo та Cu) характеризується приблизно однаковим рівнем концентрації в сучасному ґрунті та ґрунті 2 (SA) з деяким зменшенням показника вмісту

у ґрунті 3 (SB). Принципово іншим просторовим розподілом відзначається Pb, оскільки цей елемент представлений найбільше в ґрунті 2 (SA), а ґрунт 1 та ґрунт 3 відзначаються зменшенням значень його концентрації.

Аналізуючи розподіл важких металів по ґрунтових утвореннях сучасності, SA та SB, чітко виокремлюється тенденція до збільшення їх вмісту зі зменшенням віку ґрунтів. Це, ймовірно, може бути пояснено одночасним впливом карбонатного геохімічного бар'єру та зміною екологічної обстановки в напрямку посилення антропогенного впливу на окремі геокомпоненти з часом.

Висновки

У змінах природних умов досліджуваної території протягом голоцену мали прояв загальні закономірності, характерні для всього антропогенного періоду, а саме: спрямованість, періодичність, ритмічність та регіональність. Значимість регіонального аспекту є достатньою для унеможливлення здійснення характеристики природних змін дрібної ритмічності в голоцені на територіях значної площі, тому визначального значення набувають дослідження окремих територій.

У пізньому голоцені було завершено розчленування єдиного лучно-степо-лісового поясу, розпочате ще в середньому голоцені, внаслідок чого утворились дві групи особливих фітоценозів: 1) ліси, які сформували власне лісовий пояс і були здатні до саморегуляції при спонтанному розвитку; 2) заплавні луки, лучні степи, ліси, представлені березою, сосною звичайною. В субатлантичному періоді кліматичні умови півдня Східноєвропейської рівнини набувають рис помірності на фоні поступового зростання показників зволоження.

У результаті дослідження ритміки заплавної педогенезу на двох ключових ділянках лісостепової природної зони України в межах басейну Пів-

денного Бугу виявлено три стадії давнього ґрунтоутворення:

- 1640±60 років тому – формування ґрунтового утворення цього віку відбувалось під інтенсивною лучною рослинністю, що підтверджується вмістом гумусу на рівні 3,51%, та за умов активного вилугування карбонатних сполук, концентрація яких складає лише 0,24%;

- 1850±60 років тому – ґрунт формувалася в умовах гумідного клімату під не надто розвиненим рослинним покривом, про що свідчить вилугуваність ґрунтового профілю від карбонатів та низький вміст органічних сполук;

- 3890±60 років тому – генезис ґрунту відбувався в умовах потепління та поширення лучних фітоценозів у межах заплавних ділянок, свідченням чого є зміни фізико-хімічних параметрів порівнянню з іншими ґрунтовими утвореннями цього часу.

Ґрунти SB та SA лісостепової природної зони характеризуються чорним забарвленням (подекуди виявлено буруваті плями – ознаки оглеєння), мають дріб-ногрудкувату структуру, місцями дрібногрудкувато-зернисту, за механічним складом їх можна віднести до легкого суглинку (це є досить умовним, оскільки визначення відбувалося в польових умовах органолептичним методом). Заплавні ґрунти SB лісостепу можуть вміщувати лінзи кварцового піску жовтого, жовто-сірого кольорів.

Досліджені заплавні ґрунти SB та SA від інших гумусових горизонтів відокремлені алювіальними відкладами, які відповідають короткочасним етапам підвищення гумідності клімату і змінам гідрологічного режиму водотоку.

Принцип регіональності проявляється у відмінностях ґрунтових утворень як у морфологічній будові, так і фізико-хімічному складі, що є підтвердженням короткотривалих змін фізико-географічних умов території протягом пізнього голоцену.

Література

1. Александровский А.Л., Александровская Е.А. Эволюция почв и географическая среда. – М.: Наука, 2005. – 223 с.
2. Безусько Л.Г. История растительности западных областей Украины в четвертичном периоде. – К.: Наукова думка, 1982. – 136 с.
3. Веклич М.Ф. Проблемы палеоклиматологии. – К.: Наук. думка, 1987. – 192 с.
4. Герасименко Н.П. Эволюция природных умов Донеччини у голоцені // Укр. геогр. журн. – 1993. – №4. – С. 31-35.
5. Дмитрук Ю.М., Матвійшина Ж.М., Слюсарчук І.І. Ґрунти Траянових валів: еволюційний та еколого-генетичний аналіз. – Чернівці: Рута, 2008. – 228 с.
6. Дорошкевич С.П. Четвертинні відклади Середнього Побужжя // Фізична географія та геоморфологія. – К.: ВГЛ «Обрії», 2009. – Вип. 56. – С. 256-266.
7. Еловичева Я.К. Своеобразие и динамика голоценовых экосистем на территории Беларуси // Динамика современных экосистем в голоцене. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 72-76.
8. Кармазиненко С.П. Мікроморфологічні дослідження викопних і сучасних ґрунтів України. – К.: Наукова думка, 2010. – 120 с.
9. Куниця Н.А. Природа Украины в плейстоцене (по данным малакофаунистического анализа). – Черновцы: Рута, 2007. – 240 с.
10. Кушнір А.С. Природні обстановки проживання людини на території сучасного Лівобережнодніпровського лісостепу в пізньому плейстоцені – голоцені (за палеопедологічними даними) // Укр. геогр. журн. – 2014. – №4. – С. 30-37.
11. Лисецкий Ф.Н. Агрогенная трансформация почв сухостепной зоны под влиянием античного и современного этапов землепользования // Почвоведение. – 2008. – №8. – С. 1-16.
12. Мацібора А.В. Тенденции изменения геохимических показателей почв позднего голоцена в бассейне реки Южный Буг // География и природные ресурсы. – 2013. – №2. – С. 83-88.

13. Мельничук І.В. Палеоландшафти України в антропогені. – К.: ВГЛ «Обрії», 2004. – 208 с.
14. Песочина Л.С., Гольева А.А., Зайцев С.В. Изменчивость почв и природных условий Северо-Восточного Приазовья в среднесарматское время // Почвоведение. – 2000. – №6. – С. 683-691.
15. Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України / Ж.М. Матвіїшина, Н.П. Герасименко, В.І. Передерій та ін. – К.: Наук. думка, 2010. – 191 с.
16. Рысков Я.Г., Демкин В.А. Развитие почв и природной среды степей Южного Урала в голоцене.– Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. – 167 с.
17. Серебрянная Т.А. Динамика границ Центральной лесостепи в голоцене // Вековая динамика биогеноценозов. – М.: Наука, 1992. – С. 54-71.
18. Смирнова О.В. Реконструкция истории формирования и развития лесного пояса Восточной Европы в голоцене // Динамика современных экосистем в голоцене. – М.: Т-во научных изданий КМК, 2006. – С. 217-223.
19. Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцен-голоцене. – М.: Наука, 1991. – 221 с.
20. Сычева С.А., Чичагова О.А. Радиоуглеродная хроностратиграфия голоценовых отложений Среднерусской возвышенности // Бюл. Комис. по изучению четвертич. периода РАН. – 1999. – № 63. – С. 104-113.
21. Чендев Ю.Г. Эволюция лесостепных почв Среднерусской возвышенности в голоцене. – М.: ГЕОС, 2008. – 212 с.
22. Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L. and other. Climate Change During the Holocene (Past 12,000 Years) / Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin. – 2015. – P. 25-49. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1_2
23. Marinova E., Kirleis W., Bittmann F. Human landscapes and climate change during the Holocene // Vegetation History and Archaeobotany. – 2012. – Volume 21. – Issue 4-5. - P. 245-248. <http://dx.doi.org/10.1007/s00334-012-0361-3>

References

1. Alexandrovskiy A.L., Alexandrovskiy E.A. (2005). *Evolution of soils and geographical environment*. Moscow: Nauka (in Russian).
2. Bezusko L.G. (1982). *The history of vegetation in the western regions of Ukraine in the Quaternary period*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
3. Veklich M.F. (1987). *Problems of paleoclimatology*. Kiev: Naukova Dumka (in Russian).
4. Gerasimenko N.P. (1993). The evolution of the environment in Donetsk region in Holocene. *Ukrainian Geographical Journal*, 4, 31-35 (in Ukrainian).
5. Dmitruk Yu.M., Matviishyna Zh.M., Slusarchuk I.I. (2008). *Soils of the Trajan walls: evolutionary and ecologo-genetic analysis*. Chernivtsi: Ruta (in Ukrainian).
6. Doroshkevych S.P. (2009). Quaternary sediments of the Middle river Bug region. *Physical geography and geomorphology*. Kyiv: BGL Obrii, Vol. 56, 256-266 (in Ukrainian).
7. Yelovicheva Ya.K. (2006). The peculiarity and dynamics of Holocene ecosystems in Belarus. *The dynamics of modern ecosystems in the Holocene*. Moscow: KMK Association of scientific journals, 72-76 (in Russian).
8. Karmazinenko S.P. (2010). *Micromorphological study of fossil and modern Ukraine soils*. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
9. Kunitsa N.A. (2007). *Nature of Ukraine in the Pleistocene (according to malakofaunistic analysis)*. Chernivtsi: Ruta (in Russian).
10. Kushnir A.S. (2014). The natural environment of human habitat in the modern Dnipro River left bank forest plains in the late Pleistocene - Holocene (according paleopedologic data). *Ukrainian Geographical Journal*, 4, 30-37 (in Ukrainian).
11. Lisetskyi F.N. (2008). Agrogenic soil transformation in dry steppe zone under the influence of ancient and modern stages of land use. *Soil science*, 8, 1-16 (in Russian).
12. Matsibora A.V. (2013). Trends in soil geochemical indicators change in late Holocene in the basin of the Southern Bug River. *Geography and natural resources*, 2, 83-88 (in Russian).
13. Melnychuk I.V. (2004). *Ukraine Paleolandscape in anthropogene*. Kyiv: BGL Obrii (in Ukrainian).
14. Pesochina L.S., Golieva A.A., Zaitsev S.V. (2000). The variability of North-Eastern Azov soil and natural conditions in the mid-sarmatic time. *Soil science*, 6, 683-691 (in Russian).
15. Matviishyna Zh.M., Gerasimenko N.P., Perederiy V.I. et al. (2010). *Spatial-temporal correlation of Quaternary paleogeographic conditions in Ukraine*. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
16. Ryskov Ya.G., Demkin V.A. (1997). *The development of soil and natural environment of the Southern Urals plains in Holocene*. Pushchino: ONTI PSC RAS (in Russian).
17. Serebriana T.A. (1992). The dynamics of the Central forest-steppe boundaries in Holocene. *Century Dynamics of biogeocenosis*. Moscow: Nauka, 54-71 (in Russian).
18. Smirnova O.V. (2006). Reconstruction of the formation and development history of the forest belt of Eastern Europe during Holocene. *The dynamics of modern ecosystems in Holocene*. Moscow: KMK Association scientific publications, 217-223 (in Russian).
19. Spiridonova Ye.A. (1991). *Evolution of the Don River basin vegetation cover in the Upper Pleistocene-Holocene*. Moscow: Nauka (in Russian).
20. Sycheva S.A., Chichagova O.A. (1999). Radiocarbon Chronostratigraphy of Holocene sediments in the middle-Russian Upland. *Bulletin of the Quaternary period Research Commission RAS*, 63, 104-113 (in Russian).
21. Chendev Y.G. (2008). *Evolution of the middle-Russian Upland forest-steppe soils in Holocene*. Moscow: GEOS (in Russian).
22. Borzenkova I., Zorita E., Borisova O., Kalniņa L. and other (2015). Climate Change during the Holocene (Past 12,000 Years). *Second Assessment of Climate Change for the Baltic Sea Basin*. 25-49. http://dx.doi.org/10.1007/978-3-319-16006-1_2
23. Marinova E., Kirleis W., Bittmann F. (2012). Human landscapes and climate change during the Holocene. *Vegetation History and Archaeobotany*, Vol. 21, 4-5, 245-248. <http://dx.doi.org/10.1007/s00334-012-0361-3>