

УДК: 501.92 (477.82); DOI: 10.30970/gpc.2021.1.3457

**МАЛОАМПЛІТУДНІ РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ У ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДАХ ВОЛИНО-ПОДІЛЬСЬКОЇ ВИСОЧИНИ****Роман Гнатюк***Львівський національний університет імені Івана Франка,*  
romanhnatyuk@ukr.net; orcid.org/0000-0001-6661-469

**Анотація.** Наведено результати вивчення малоамплітудних розривних порушень можливого кріогенного (термокарстового) походження. Дислокації виявлені у відслоненнях середньо- і верхньоплейстоценових відкладів Волино-Подільської височини, що нагромаджені у перигляціальних чи субперигляціальних умовах. Порушення представлені, здебільшого, мікроскидами, а також тріщинами сколювання і дуже схожі на тектонічні (сейсмогенні) розриви.

До розгляду, аналізу й інтерпретації залучені тектонотипні розривні порушення у приповерхневих відкладах плейстоценових терас Західного Бугу та Стиру (п'ять пунктів-відслонень у межах Волинської височини, чотири із них – у долині Бугу), а також у покриві пізньоплейстоценових відкладів на схилі долини Дністра (Галицьке Придністер'я). В останньому пункті розриви представлені, здебільшого, порушеннями, що ідентифіковані як тріщини сколювання. В усіх інших наявні малоамплітудні порушення скидового типу. Виявлено також один підкид, приурочений до морозобійної клиноподібної форми. Типові мікроскиди усіх розрізів круті і мають низку інших спільних ознак, що засвідчує однаковий або майже однаковий механізм їхнього формування. Ці ознаки, зокрема, такі: 1) незначна (зазвичай до 2–2,5 м) довжина у поперечному зрізі та мала (кілька сантиметрів) амплітуда зміщення уздовж площини розриву; 2) поступове згасання розриву догори та донизу розрізу. Усі мікроскиди приурочені до відкладів (товщ), що частково чи повністю складені пісками.

Формування мікроскидів й інших досліджуваних розривів можна пояснити нерівномірним ущільненням та гравітаційним просіданням порід, а у розрізі на схилі долини Дністра – і їхнім зміщенням донизу вздовж схилу. Імовірно, що ці процеси протікали внаслідок: 1) деградації багаторічної мерзлоти; 2) зневоднення товщі піщаних відкладів під час значного зниження рівня ґрунтових вод; 3) танення похованих прошарків і лінз снігу, нагромаджених під час зимового сезону у товщі піщаних нівео-еолових відкладів. Порушення ймовірного термокарстового походження констатовані лише у розрізах пізньольодовикових алювіальних відкладів головної тераси Бугу у межах Волинської височини. У відслоненнях цієї тераси вони трапляються не рідше, ніж впевнено визначені псевдоморфози за викопним льодом.

**Ключові слова:** малоамплітудні порушення; мікророзломи; термокарст; Волино-Подільська височина.

**SMALL-AMPLITUDE DISCONTINUOUS DISTURBANCES IN  
PLEISTOCENE DEPOSITS OF THE VOLYN-PODILSKA UPLAND****Roman Hnatiuk***Ivan Franko National University of Lviv*

**Abstract.** The paper presents the results of the study of the small-amplitude discontinuous disturbances of the possibly cryogenic (thermokarst) origin. The dislocations were found in the outcrops of Middle and Upper Pleistocene sediments of the Volyn-Podilska Upland,

accumulated in periglacial or sub-periglacial conditions. The disturbances are represented mostly by the micro-normal faults and also by sheared fractures and are very similar to tectonic (seismogenic) discontinuities.

The tectonotypic fractures in the near-surface deposits of the Pleistocene terraces of Western Bug and Styr (five sections within Volhynian Upland, four of them – in the valley of Bug), as well as in the cover of the Late Pleistocene sediments on the slope of the valley of Dniester (Galician Prydnisterya) are subjected to consideration, analysis and interpretation. In the last location the ruptures are represented mostly by the disturbances identified as sheared fractures. In all others there are small-amplitude normal faults. One reverse fault, timed to an ice-wedge cast, was also revealed. Typical micro-normal faults of all sections are steep and have a number of other common features, which testifies to the same or almost identical mechanism of their formation. These features, in particular, are as follows: 1) insignificant (usually up to 2–2.5 m) length in cross-section and small (several centimeters) amplitude of displacement along the rupture plane; 2) gradual attenuation of the fractures up and down the section. All micro-normal faults are confined to sediments (thicknesses) that are partially or completely composed of sand.

The formation of the micro-normal faults and other examined ruptures can be explained by the uneven compaction and the gravitational subsidence of the rocks, and in the section on the slope of the Dniester valley – also by their displacement down along the slope. It is probable that these processes occurred due to: 1) the degradation of the permafrost; 2) the dehydration of the sand deposits during a significant decrease in the groundwater levels; 3) the melting of the buried layers and lenses of snow, which were accumulated during the winter season in the thickness of sandy the niveo-aeolian deposits. In the outcrops of this terrace, they occur no less frequently than the confidently identified ice wedge pseudomorphs.

**Key words:** small-amplitude disturbances; microfaults; thermokarst; Volyn-Podilska Upland.

**Вступ.** В останні десятиліття опубліковано низку праць, присвячених вивченню слідів перигляціальних (кріогенних) процесів, збережених у покриві плейстоценових відкладів Волино-Подільської височини та прилеглих територій (наприклад, Бончковський, 2014б, 2016, 2018; Кочерган, 2012; Dolecki, 2003; Jary, 2007; Zielin'ski et al., 2014). У публікаціях значну увагу приділено розгляду кріогенних утворень розривного (структурного) типу, які особливо важливі для реконструкції геокріологічних і палеокліматичних умов. Їхній набір традиційно обмежений трьома-чотирма основними морфолого-генетичними типами морозобійних структур (клиноподібні псевдоморфози за давнім льодом, клини первинно-мінерального заповнення, у тому числі земляні або первинно-грунтові та піщані жили, сезонні морозні тріщини/щілини), які представлені, зазвичай, у класифікаціях сучасних і давніх кріогенних структурних утворень. У нещодавно опублікованій праці (Бончковський, 2018), присвяченій розгляду палеокріогенних процесів і структур, зафіксованих у розрізах плейстоценових відкладів центральної частини Волинської височини під час вивчення її ґрунтово-лесової формації, згадано також тріщини усихання кріогенного типу (кріодегідратаційні тріщини).

Втім, як засвідчують матеріали польових досліджень, зібрані різними фахівцями, у тому числі автором статті, у покриві плейстоценових відкладів Волино-Подільського регіону та суміжних областей, окрім перелічених типів розривних кріогенних порушень, доволі часто трапляються давні розривні утворення іншого морфолого-генетичного типу, що можуть мати кріогенну чи посткріогенну при-

роду. Ці форми, представлені, здебільшого, мікроскидами, на відміну від морозобійних структур і тріщин усихання криогенного та/чи іншого генезису, мають морфологічні ознаки, властиві для розривів тектонічного типу. Такі розривні порушення, дискусійні щодо їхнього ймовірного генезису, називатимемо *тектонотипними*.

Численні розриви цього типу, розглянуті як порушення тектонічного генезису, констатовано в межах кількох відслонень плейстоценового алювію Середнього Дністра (наприклад, Билинкис, 1972; Иванова, 1977). Подібні розривні порушення, представлені дрібними тріщинами та мікроскидами, зауважені у верхній частині розрізу верстуватих пілувато-піщаних відкладів пізньоплейстоценової тераси Середньої Вісли (Jersak, 1976, фото 6); автор зазначеної публікації, на відміну від попередніх дослідників, вважає їх дегідратаційними тріщинами. Вирізні мікроскиди невизначеного генезису, згруповані у системи регулярно розміщених дислокацій, зафіксовані у середовищі головно піщаних відкладів нижньої частини розрізу Боремель 2 (Бончковський, 2014а, 2014б), розміщеного у центральній частині Волинської височини в межах долини Стиру. Протяжне порушення розривно-блокового типу, схоже на складно побудований грабен, що має вигляд майже прямої траншеї довжиною понад 11 м, глибиною 0,2–0,6 м і шириною до 1,1 м, виявлено у покриві лесоподібних суглинків пізньоплейстоценового віку на стоянці Бармаки (Чабай та ін., 2020), розміщеній у прикрайовій північній частині Волинської височини у межах пологого схилу. Порушення, на думку авторів публікації, є мерзлотним (термокарстовим) просіданням, утвореним внаслідок танення нерівномірно-льодистих порід під час деградації багатолітньої мерзлоти.

Різноманітні тектонотипні розриви у товщі плейстоценових відкладів Волино-Подільського регіону та прилеглої території Передкарпатської височини виявлені також і автором статті. В одному місці (поблизу с. Межигірці в Галицькому Придністер'ї) вони проникають у субстрат із корінних порід і мають просадочно-карстове походження. В інших місцях розриви розміщені у верхній і/чи середній частинах розрізу місцевого плейстоценового покриву на різній, зазвичай незначній (до 5–6 м), глибині стосовно сучасної земної поверхні. Вони розчленовують відклади різного генезису, літологічного складу та віку, не проникають у сучасний ґрунт і товщу підстильних доплейстоценових відкладів і не проявляються у рельєфі земної поверхні. Оскільки цього типу розриви розчленовують відклади, нагромаджені в перигляціальних чи субперигляціальних умовах, їхнє утворення могло б бути пов'язане із існуванням та/чи деградацією багаторічної мерзлоти.

Головні завдання виконаного нами дослідження цих розривних порушень пов'язані, передусім, із розглядом їхніх морфологічних ознак і структурно-генетичних властивостей; значну увагу приділено вивченню їх розміщення у конкретному розрізі, з'ясовано особливості їхнього розповсюдження та формування. До розгляду, аналізу й інтерпретації залучені конкретні розривні порушення, зауважені впродовж двох останніх десятиліть у відслоненнях алювіальних, еолових та еолово-делювіальних відкладів західної частини Волино-Подільської височини, яка щонайменше один раз (під час максимального розповсюдження криолітозони наприкінці останнього зледеніння) перебувала повністю в зоні суцільного чи майже суцільного поширення багаторічної мерзлоти (Lehmkuhl et al., 2021).

**Мета** публікації – конкретизувати й обґрунтувати уявлення про імовірне походження зазначених вище тектонотипних розривів та умови їхнього формування, а також привернути увагу українських геоморфологів, палеогеографів та геологів, у тому числі фахівців у галузі сеймотектоніки, до вивчення тектонотипних розривних порушень, розповсюджених у покриві плейстоценових відкладів Волино-Подільської височини й інших регіонів України.

**Дані польових досліджень.** Малоамплітудні розривні порушення псевдотектонічного типу констатовано у природних відслоненнях терасових відкладів Західного Бугу та Стиру (п'ять пунктів-відслонень у межах Волинської височини, чотири із них – у долині Бугу), а також у верхньому ярусі великого кам'яного кар'єру, що розміщений у долині Дністра біля села Дубівці (Галицьке Придністер'я) і розкриває будову покривних еолово-делювіальних відкладів пізньоплейстоценового віку. Стисло охарактеризуємо ці розрізи, приділяючи особливу увагу локалізації та морфології виявлених розривних утворень.

**Розрізи у долині р. Західний Буг.** Усі місцеві відслонення з тектонотипними розривними порушеннями приурочені до верхньої частини розрізу пізньоплейстоценової тераси Бугу, формування якої завершувалось наприкінці пізнього плейстоцену. Тераса займає значну площу у межах волинського відтинку річкової долини (у районі Волинської височини та у південній частині Волинського Полісся) і творить її головний геоморфологічний рівень, який постійно супроводжує сучасну заплаву річки з одного чи двох боків (Гнатюк і Суперсон, 2013). З огляду на це, її можна назвати головною терасою волинського відтинку долини Бугу. Відносна висота тераси закономірно зростає за течією річки від 5–7 м біля південного краю височини до 9–14 м у її середній частині, де поверхня тераси є виразно нерівною через наявність локальних еолових піднять і видовжених та ізометричних знижень різного генезису. Північніше впадіння Гучви тераса представлена двома виразно відособленими рівнями різної ширини – фрагментарно збереженою першою надзаплатною терасою, відносні висоти якої становлять близько 8 м, і значно ліпше розвиненою другою надзаплатною терасою, що виступає морфологічним продовженням головної тераси Бугу, особливо широко розповсюдженої в середній частині Волинської височини. Висота цього рівня пізньоплейстоценової тераси Бугу становить близько 10–12 м і дещо знижується із наближенням до північного краю височини.

Виявлені розривні порушення локалізовані в середній частині верхнього, настеленого ярусу алювію головної тераси, підосва якого, зазвичай, знаходиться дещо вище від рівня води в межах. Для ярусу типовим є чергування прошарків і шарів, складених піщаними та пилуватими відкладами; місцями він збудований головню з горизонтально шаруватих дрібнозернистих пісків, що містять прошарки суглинків і супісків. У середній і північній частинах Волинської височини будову ярусу настеленого алювію тераси розкривають численні, місцями доволі протяжні (до 150–200 м), природні відслонення, приурочені до берегових уступів Бугу.

У крайньому північному відслоненні, що розміщене на лівому березі річки поблизу східної околиці с. Лушків (Польща) і розкриває будову верхньої частини розрізу головної тераси Бугу, виявлено два розриви – один порівняно крупний мікроскид і другорядне порушення аналогічного типу, що супроводжує головну дислокацію (рис. 1). Розриви розповсюджені суто локально. Їх зауважено лише в

одній із чотирьох розчисток (координати:  $50^{\circ}52'14''$  пн. ш.;  $24^{\circ}06'55''$  сх. д.), зроблених у межах берегового урвища для вивчення будови тераси. Порушення розчленовують товщу супіщано-суглинистих шаруватих відкладів, що містить прошарки та лінзи піску. Величина зміщення окремих шарів уздовж площини розриву найбільша у середній частині товщі дислокованих відкладів і сягає (по вертикалі) 4 см. Крупніше порушення простежене на глибині від близько 4-х до 6-ти метрів стосовно земної поверхні.

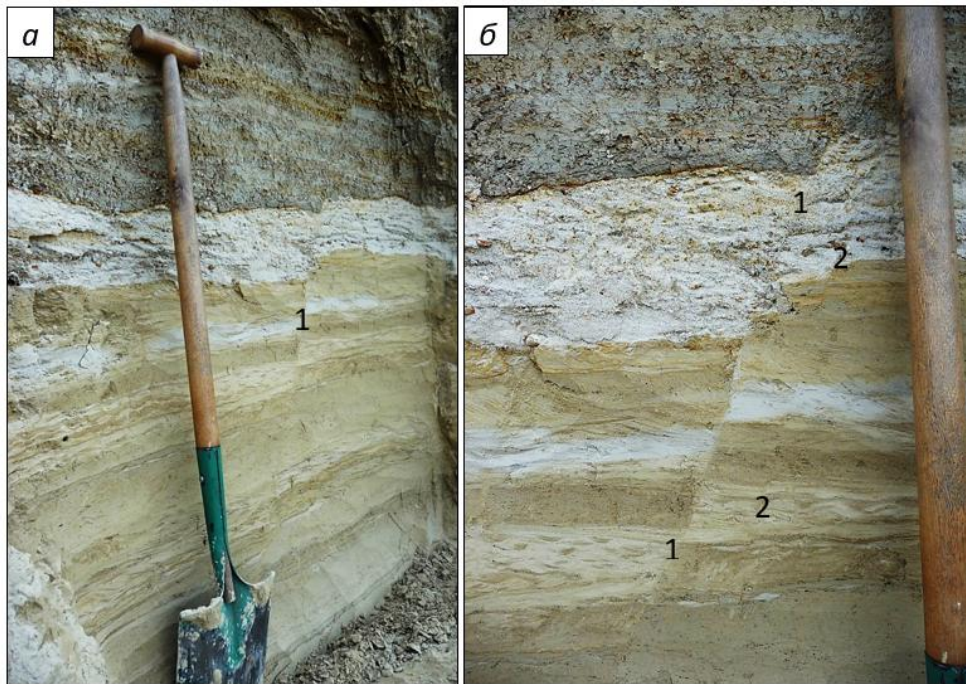


Рис. 1. Мікроскиди (1, 2) у відкладах головної тераси Бугу поблизу с. Лушків:  
а – загальний вигляд розчистки; б – її фрагмент

Fig. 1. Micro-normal faults (1, 2) in the deposits of the main terrace of Bug near the village of Luszkuw: a – general view of clearing; b – its fragment

Три інші розрізи терасових відкладів, у межах яких зауважено тектонотипні розривні порушення, розміщені в середній частині Волинської височини у районі с. Старгород. Тут, на лівому березі річки, в ерозійних уступах до головної тераси Бугу, яка на цій ділянці височини є першою надзапальною терасою, виявлено кілька окремо розміщених мікроскидів (рис. 2), а також розривне порушення інверсійного типу, приурочене до клиноподібної морозобійної структури.

У порівняно невеликій розчистці розрізу Старгород 1 (береговий уступ висотою близько 6 м, координати:  $50^{\circ}35'29''$  пн. ш.;  $24^{\circ}12'46''$  сх. д.) розриви фіксовано на незначній глибині – зразу ж під потужним експонованим ґрунтом дерново-підзолистого (підзолисто-дернового) типу. Порушення розчленовують товщу горизонтально шаруватих алювіальних пісків, підстелену товщею переважно суглинистих оглеєних відкладів.

У ліпше відслоненому та вивченому розрізі Старгород 3 (урвище висотою біля 9 м, координати: 50°34'59.8" пн. ш.; 24°13'50.9" сх. д.), який приурочений до значно вищого берегового уступу Бугу, стратиграфічна позиція розривних порушень аналогічна. Подібною є і будова розрізу.

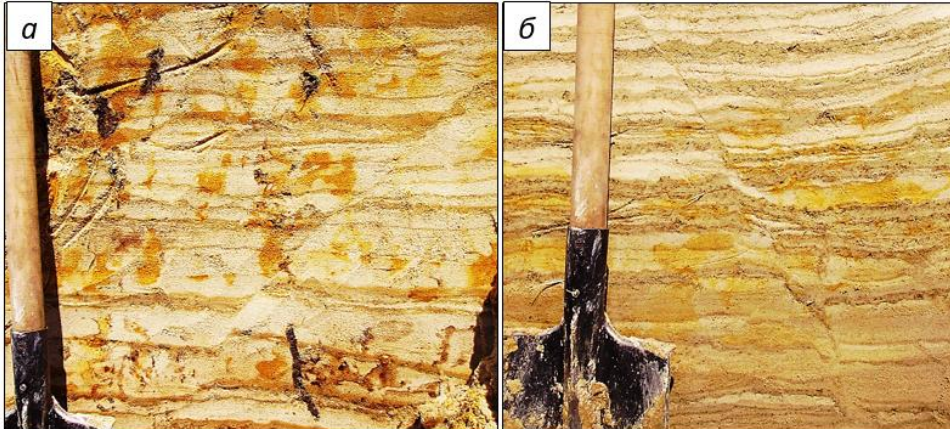


Рис. 2. Мікроскиди у відкладах головної тераси Бугу у районі с. Старгород:  
а – фрагмент розрізу Старгород 1; б – фрагмент розрізу Старгород 3

Fig. 2. Micro-normal faults in the sediments of the main terrace of Bug near the village of Stargorod: a – fragment of the section Stargorod 1; b – fragment of the section Stargorod 3

У його межах над рівнем води в річці наявні такі головні шари (стратиграфічні підрозділи) верхнього ярусу тераси:

- 1) експонований ґрунт підзолисто-дернового типу (0–1,6 м);
- 2) піщана алювіальна або еолово-алювіальна товща з розривними порушеннями – піски дрібно- та середньозернисті з прошарками глинистих пісків (1,6–3,6 м);
- 3) супіщано-суглиниста товща алювіального генезису переважно сизуватого забарвлення з прошарками та лінзами піску (3,6–4,8 м);
- 4) піщана товща, подібна до товщі 2-го шару, але без розривів (4,8–6,2 м);
- 5) супіщано-суглиниста товща, вгорі подібна до товщі 3-го шару, внизу – більше піщана і сизувата, містить прошарки з гравієм (6,2–9,0 м).

У розчистках, зроблених біля західного краю урвища, за кілька десятків метрів від головного розрізу відслонення Старгород 3 (50°35'01" пн. ш.; 24°13'48" сх. д.), розривних порушень не виявлено.

У розрізі Старгород 2 (береговий уступ висотою близько 10 м, координати: 50°35'23.2" пн. ш.; 24°13'14.2" сх. д.) порушені виразно шаруваті алювіальні відклади, складені із прошарків суглинків, супісків і пісків і підстелені лінзою скісно шаруватих піщаних відкладів руслового типу. Фактично виявлено лише один розрив, приурочений до клиноподібної форми (рис. 3), що схожа на псевдоморфозу за викопним льодом. Порушення має виразно випуклу форму у поперечному розрізі, його можна визначити як нетиповий лістричний підкид (визначення за суто морфологічними ознаками, бо мікророзлом утворений внаслідок опускання

виокремленого блоку) чи мікроскид інверсійного типу. Розрив фіксовано на глибині 3,55–4,15 м.

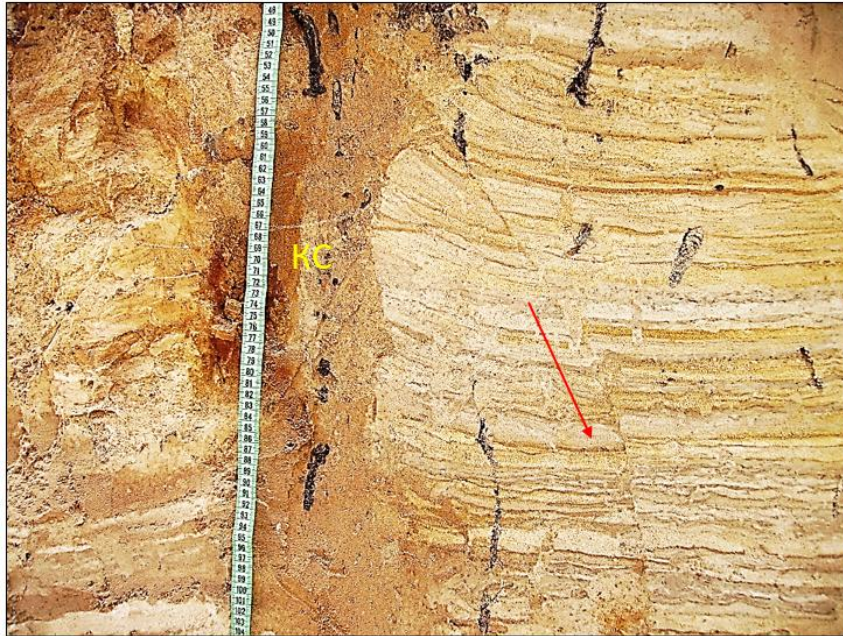


Рис. 3. Розривне порушення інверсійного типу (підкид) у розрізі Старгород 2.

КС – клиноподібна структура

Fig. 3. Inversion type rupture (reverse fault) in section Stargorod 2.

КС – wedge-shaped structure

Загалом в усіх трьох старгородських розрізах дислокованими виявились лише суттєво піщані товщі, розміщені у верхній частині відслонень терасових відкладів, у тому числі безпосередньо під експонованим ґрунтом (розрізи Старгород 1, 3). Усі порушення мають більш-менш однакові розміри – їхня протяжність у вертикальному зрізі не перевищує 2 м, а максимальні амплітуди зміщення дислокованих шарів досягають кількох сантиметрів. У розрізі Старгород 3 добре видно локальне розщеплення площини розриву з утворенням тонкої лінзи – особливість, характерна для розривних порушень скидового типу, закладених у скельних і пухких породах. Порушення розрізу Старгород 1 вирізняється порівняно незначним ( $40\text{--}45^\circ$ ) нахилом площини мікророзлому. Інші мікроскиди круті (кути падіння площин зміщення змінюються в діапазоні  $45\text{--}60^\circ$ ). Їхня форма у поперечному розрізі близька до прямої, у нижній частині трохи ввігнута.

**Розріз у долині Стиру.** Малоамплітудні розриви зауважено у розрізі алювіальних та еолових відкладів так званої третьої надзапальної (25-метрової) тераси р. Стир, розміщеному в с. Набережне ( $50^\circ 28' 01.3''$  пн. ш.;  $25^\circ 13' 29.5''$  сх. д.) і описаному (Бончковський, 2014а, 2014б) як розріз Боремель 2. Відслонення приурочене до колишнього абразійного урвища Хрінницького водосховища, утвореного в нижній половині крутого уступу поміж затопленою нині заплавою та плейстоценовою терасою; брівка урвища розміщена на висоті близько 199 м приблизно на 6 м нижче рівня розлогої поверхні тераси.

У нових розчистках, зроблених влітку 2020 р. за участі автора статті, розривні порушення скидового типу констатовано на двох стратиграфічних рівнях розрізу 25-метрової тераси – над і під викопним ґрунтовим комплексом, імовірно, середньоплейстоценового (кайдацького, згідно зі Стратиграфічною схемою плейстоценових відкладів України (1993)) віку. Ґрунтовий комплекс розміщений у середній частині абразійного урвища на висоті близько 6 м (інтервал 5,40–6,85 м) над рівнем води у водосховищі, порівняно низьким під час вивчення розрізу, і складений з двох викопних ґрунтів, верхній з яких є ембріональним супіщаним ґрунтом дернового типу, а нижній – зрілим дерново-підзолистим глеюватим.

Дислокації, розміщені над ґрунтовим комплексом, зафіксовано у локально розвинутому горизонті супіщано-піщаних еолових відкладів, що підстеляє потужну товщу лесоподібних суглинистих порід, видима потужність якої поблизу розчистки сягає 3,8 м. Товщина горизонту супіщано-піщаних відкладів у районі розчистки становить близько 1,4 м і є порівняно значною. Порушення приурочені до його нижньої половини, що складена шаруватими дрібнозернистими пісками з тонкими лінзоподібними прошарками більш дрібнозернистого матеріалу та лінзами переважно середньозернистих пісків. Їх виявлено лише у межах однієї розчистки, протяжність якої становила близько 3 м. Розриви порівняно короткі і пологі (кути падіння майже усіх порушень знаходяться в діапазоні 25–45°), прямі або майже прямі і, зазвичай, заповнені слабозцементованими мулистими пісками, тому на сухій стінці відслонення часто утворюють ледь помітні навскісні виступи (рис. 4, 5 а).

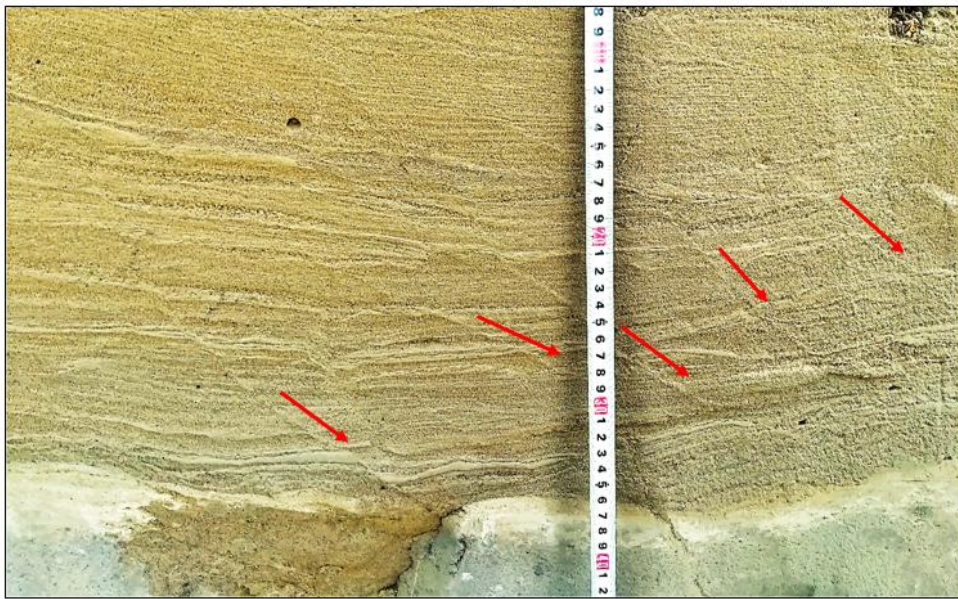


Рис. 4. Мікроскиди у горизонті піщаних відкладів розрізу Боремель 2  
Fig. 4. Micro-normal faults in the horizon of sand deposits of the section Boremel 2

Уздовж порушень, попри їхню порівняно незначну (від 10 до 25–30 см) довжину у поперечному зрізі, зафіксовано зміщення прошарків теригенного матеріалу, тому їх можна визначити як мікророзломи, фактично – мікроскиди. Макси-



мальна амплітуда зміщення вздовж скидових площин спостерігається у нижній частині розривів і сягає 1,5 см по вертикалі. Майже усі мікроскиди нахилені до південного сходу і на ділянці підвищеної концентрації утворюють серію кулісоподібно розміщених розривів, які розпочинаються і закінчуються на різних рівнях дислокованої частини піщаного шару, але не проникають у нижче розміщений викопний ґрунт (див. рис. 4, 5).



Рис. 5. Мікроскиди у горизонті піщаних відкладів розрізу Боремель 2:

*a* і *б* – ділянки розчистки, де концентрація розривних порушень є незначною

Fig. 5. Micro-normal faults in the horizon of sand deposits of the section Boremel 2:

*a* and *b* – areas of clearing, where the concentration of rupture is insignificant

Тектонотипні порушення, виявлені під викопним ґрунтовим комплексом, імовірно, кайдацького віку, приурочені до верхньої частини частково розкритої товщі констративних алювіальних відкладів заплавного типу, де розчленовують розміщений безпосередньо під дерново-підзолистим ґрунтом малопотужний (близько 0,8 м) глейовий горизонт, складений сизуватими алювіальними або еолово-алювіальними суглинками з прошарками супіску і піску, і верхню частину товщі виразно шаруватих головно піщаних алювіальних відкладів, що містять прошарки супіску і суглинку. Найкрупніші розриви розпочинаються в ілювіальному горизонті викопного ґрунту і проникають на глибину понад 2,5 м (в одній із розчисток їх простежено до глибини близько 1,6 м від подошви вище зазначеного глейового горизонту).

Усі порушення на цьому стратиграфічному рівні морфологічно подібні до тих, що виявлені в алювіальних відкладах долини Бугу (розрізи Лушків, Старгород 1, 3), проте, на відміну від них, розміщені з доволі добре виявленою регулярністю і їх можна з більшою впевненістю згрупувати у дві або й три серії (системи) – сукупності субпаралельно розміщених розривів певного простягання. Головне (найвиразніше) угруповання розривів цього стратиграфічного горизонту добре видно на фотографії розрізу Боремель 2, опублікованій раніше (Бончковський, 2014б, 2018, рис. 1Г). Простягання цієї системи розривних порушень майже перпендикулярне до простягання абразійного урвища та розчистки, зробленої поблизу його основи (рис. 6). Амплітуда зміщення блоків уздовж стінок головної системи розривів максимальна у їхній середній частині (біля покрівлі товщі виразно шаруватих піщаних відкладів) і сягає 3–4 см по вертикалі.

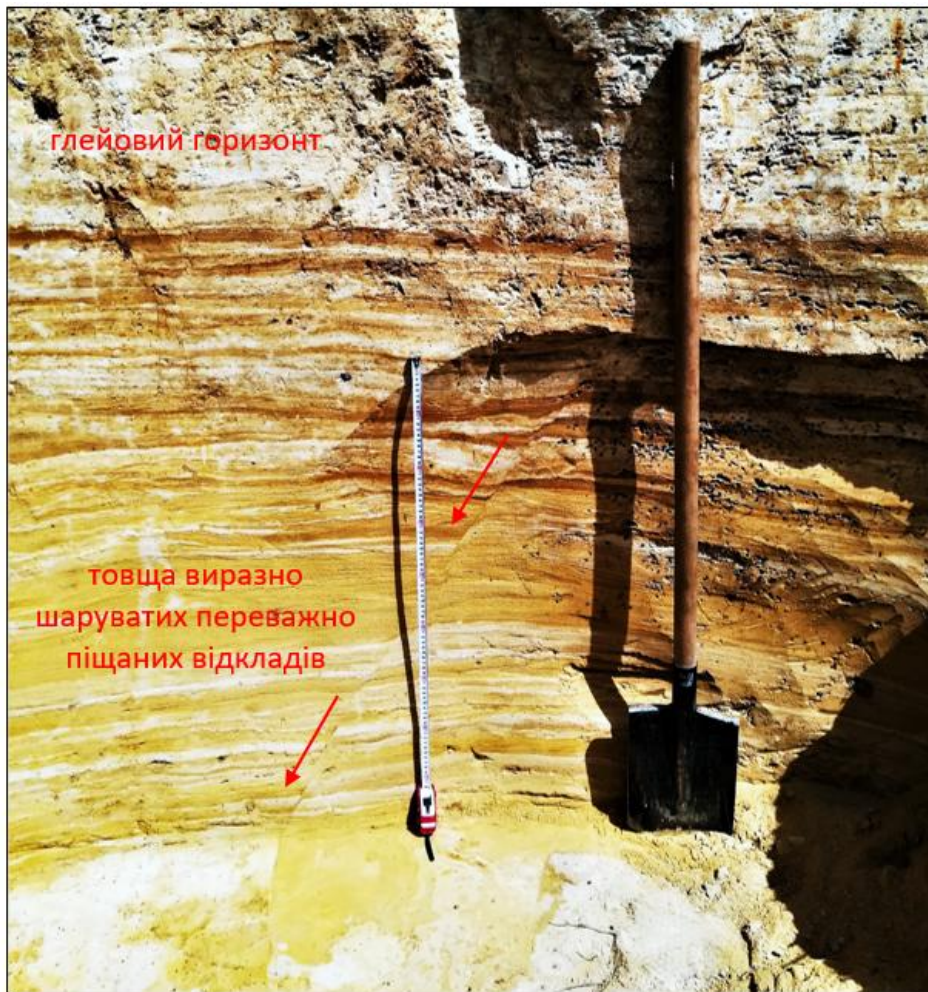


Рис. 6. Невеликий скид у середній частині товщі дислокованих відкладів розрізу Боремель 2. Довжина лопати – 1,4 м

Fig. 6. Small normal fault in the middle part of the thickness of the dislocated deposits of the section Boremel 2. The length of the shovel is 1.4 m

Сам розріз – це центральний фрагмент північної стінки верхнього ярусу великого діючого кар'єру, обстежений автором у квітні 2010 р. (координати відслонення на час обстеження: 49°05'53" пн. ш.; 24°48'00" сх. д.). Стінка кар'єру розкривала в той час доволі потужну товщу пізньоплейстоценових відкладів, більшу частину якої творив покрив лесоподібних еолово-делювіальних суглинків бузького (пізній пленігліціал) віку, більше чи менше оглеєних поблизу основи покриву. У нижній половині схилу, де, власне, і констатовано розриви, лесоподібні суглинки були підстелені кількадеметровою товщею виразно шаруватих супіщано-піщаних відкладів еолового чи еолово-делювіального типу. Під нею залягали звітрені глинисті вапняки та мергелі верхньої крейди, які розробляють в кар'єрі. Сукупна потужність товщі покривних відкладів була найбільшою у верхній частині нижньої половини схилу, де сягала 10–12 м і більше. Саме тут і виявлено

тектонотипні розриви, представлені, здебільшого, порушеннями, що можна ідентифікувати як тріщини сколювання, а також малоамплітудними скидами. Останні приурочені до нижньої частини розрізу, складеної пісками. Порушення обох типів були найліпше проявлені там, де товщина плейстоценового покриву перевищувала 10 м.

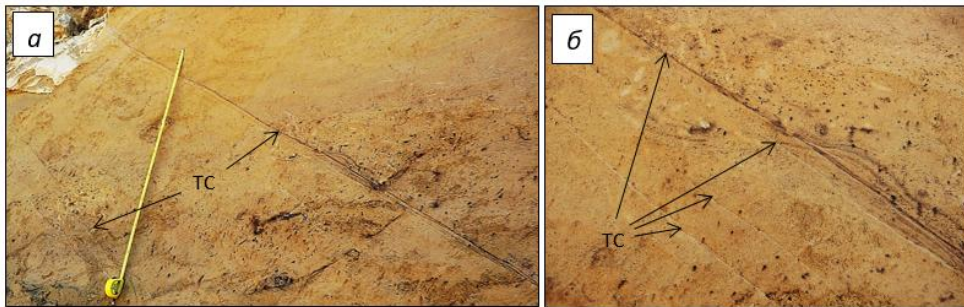


Рис. 7. Пологі тріщини сколювання (ТС) у нижній частині товщі лесоподібних суглинків, Дубівецький кар'єр:  
*a* – загальний вигляд розчистки; *б* – її центральний фрагмент  
 Fig. 7. Shallow sheared fractures (TC) in the lower part of the thickness of loess-like loams, Dubivetsky quarry:  
*a* – general view of the clearing; *b* – its central fragment

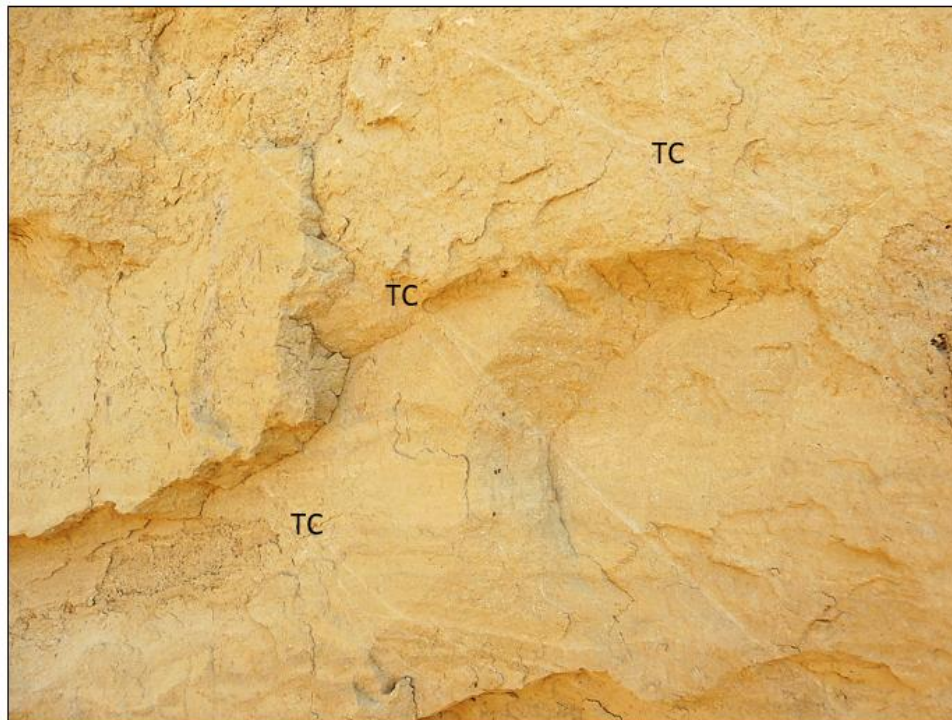


Рис. 8. Пологі тріщини сколювання (ТС) у верхній частині товщі лесоподібних суглинків, виповнені кальцитом, Дубівецький кар'єр  
 Fig. 8. Shallow sheared fractures (TC) in the upper part of the thickness of loess-like loams, filled with calcite, Dubivetsky quarry

*Тріщини сколювання* (ТС) дубівецького розрізу заслуговують особливої уваги. Вони, на відміну від типових мікроскидів, виразно прямолінійні (плоскі у вертикальному зрізі) і щільно стиснуті, виразніше згруповані у системи, утворені майже ідеально паралельними і доволі рівномірно розташованими розривами (рис. 7, 8). Окрім того, вони є значно протяжнішими у поперечному зрізі, а кути падіння їхніх площин розриву дуже різні і загалом змінюються в діапазоні від 0 до 90°.

Серед цих тріщин кількісно і за розмірами переважають пологі (з кутом падіння площини розриву стосовно горизонтальної площини від 30 до 45°) розриви, місцями поєднані у систему майже перпендикулярно розміщених сколів (рис. 9). Останні стосовно товщі лесоподібних суглинків є скісними (діагональними) утвореннями.



Рис. 9. Дві серії (1, 2) діагональної системи тріщин сколювання у нижній частині товщі лесоподібних суглинків, Дубівецький кар'єр

Fig. 9. Two series (1, 2) of the diagonal system of sheared fractures in the lower part of the thickness of loess-like loams, Dubivetsky quarry

Протяжність великих полого нахилених тріщин за падінням у субвертикальному зрізі сягає 5–6 м, деякі з них розщеплюються на глибині, утворюючи структури типу “кінського хвоста” (рис. 10). Найбільші діагональні сколи розчленовують майже весь покрив суглинистих порід, не проникаючи у нижче розміщену супіщано-піщану товщу з порушенням скидового типу та у межі сучасного ґрунту. Характерно, що нахил головної серії (підсистеми) пологих розривів є протилежним щодо нахилу схилу.

Зазначені серії полого нахилених взаємно перпендикулярних тріщин генетично поєднані і, мабуть, одновікові. Водночас, другорядна підсистема пологих тріщин (нахилених вліво на рис. 9) утворена, імовірно, дещо раніше – її сколи, нахилені за падінням схилу, в одній із розчисток відслонення розбиті розщепленими, у тому числі Х-подібними сколами головної системи розривів з амплітудою зміщення блоків від кількох до кільканадцяти сантиметрів (див. рис. 9).



Рис. 10. Розщеплення головної серії розривів.

Фрагмент попередньої розчистки

Fig. 10. Splitting of the main series of fractures.

A fragment of the preliminary clearing

Другорядне значення у будові мережі розривів покриву лесоподібних суглинних порід мають вертикально і субгоризонтально розміщені лінеamenti, які, зазвичай, утворюють виразно проявлену систему взаємно перпендикулярних тріщин (рис. 11). Судячи зі співвідношення тріщин обох систем – діагональної (нахиленої) та вертикально-горизонтальної, їхнє формування відбувалось загалом одночасно, але у певній послідовності. Наприклад, у межах розчистки, представленій на рис. 11, а, спочатку утворені горизонтальні тріщини, потім (або разом із ними) утворились розриви головної системи, а найпізніше – вертикальні тріщини, які перетинають і зміщують ці розриви та стикаються під прямим кутом із горизонтальними тріщинами.

У верхній частині покриву лесоподібних суглинків Дубівецького кар'єру до діагональної системи порушень місцями приурочені прожилки епігенетичного кальциту, які забезпечують доволі виразний прояв тріщин на нерозчищеній стінці виробки (див. рис. 8) і засвідчують відносну давність самих розривів – їхнє утворення задовго до закладання кар'єру (тріщини впродовж тривалого проміж-

ку часу виступали каналами міграції ґрунтових вод, насичених карбонатом кальцію). Оскільки ці розриви не проникають у голоценовий ґрунт, нижню частину якого можна бачити у лівому верхньому куті наведеного фото (див. рис. 8), то напрашується висновок, що утворення ТС відбувалось ще перед утворенням цього ґрунту, тобто, наприкінці пізнього плейстоцену, відразу після нагромадження суглинків бузького віку.

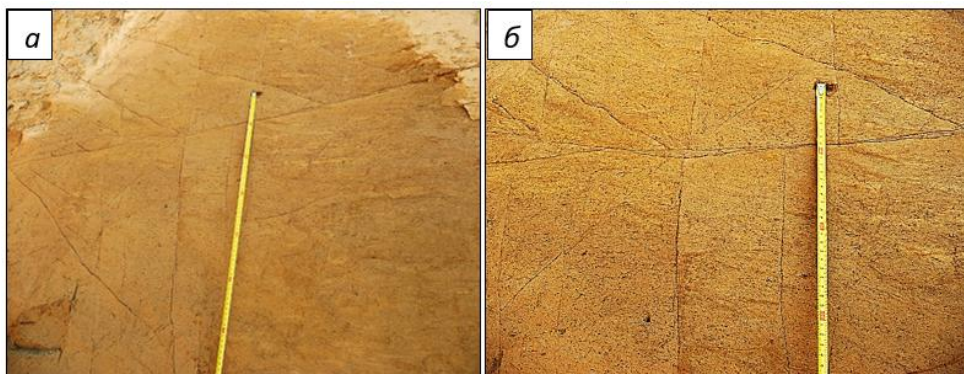


Рис. 11. Дві системи тріщин сколювання у верхній частині товщі лесоподібних суглинків, Дубівецький кар'єр: *a* – загальний вигляд розчистки; *b* – її фрагмент  
Fig. 11. Two systems of sheared fractures in the upper part of the thickness of loess-like loams, Dubivetsky quarry: *a* – general view of clearing; *b* – its fragment

**Обговорення.** Беручи до уваги морфологічні ознаки розглянутих вище розривних порушень та умови їхнього формування, можна виокремити щонайменше три їх морфолого-генетичні типи.

Порушення *першого типу* найрозповсюдженіші – виявлені фактично в усіх охарактеризованих вище розрізах. Це порівняно довгі мікроскиди з дещо вигнутою (ввігнутою, випуклою чи випукло-ввігнутою) у поперечному зрізі площинною розриву, які охоплюють певний інтервал (до 2–3 м) покриву плейстоценових відкладів і поступово згасають догори та донизу його розрізу.

Порушення *другого типу* також представлені мікроскидами, проте вони значно пологіші, мають порівняно незначні розміри (довжина розривів у вертикальному зрізі не перевищує 30 см), а амплітуда переміщення відкладів уздовж площини розриву, зазвичай, є максимальною при основі порушення і стосовно його поперечної довжини може бути порівняно значною. Такі розриви виявлено лише в одному місці – у нижній частині верхнього горизонту піщаних відкладів розрізу Боремель 2, які мають еолове походження.

Порушення *третього типу* представлені тріщинами сколювання, які виявлені у Дубівецькому кар'єрі, де розчленовують товщу еолово-делювіальних суглинистих відкладів, підстелену пісками. Утворення цього різновиду тріщин прийнято пов'язувати (Лукієнко, 2008) із напругами та деформаціями зсувного типу. Останні були можливими завдяки схилій позиції Дубівецького розрізу.

Порушення усіх морфолого-генетичних типів приурочені до плейстоценових відкладів (товщ), які, згідно їхньої стратиграфічної позиції, нагромаджені у перигляціальних чи субперигляціальних умовах. Такі умови (з існуванням багаторічно-номерзливих порід чи потужної сезонної мерзлоти) накопичення дислокованих оса-

дів можна впевнено визначити для верхньої частини розрізу головної тераси Бугу. Їх засвідчують псевдоморфози за викопним льодом і крупні клини первинно-мінерального заповнення (піщані жили), виявлені в кількох відслоненнях цієї тераси в районі Волинської височини, у тому числі у розрізах Лушків і Старгород 2 (див. рис. 3) на тому ж стратиграфічному рівні, що і тектонотипні розриви. Відомо також (наприклад, Mol et al., 1993; Van Vliet-Lanoë et al., 2004), що такі розриви, представлені головно мікроскидами, часто супроводжують псевдоморфози за викопним льодом, закладені у піщаних відкладах – їхнє утворення пов'язане з гравітаційним відсіданням блоків на бортах льодяних клинів під час танення льоду. Кріогенна (посткріогенна) природа таких розривів є очевидною.

Просторові зв'язки описаних розривних порушень і морозобійних палеокріогенних структур дають підстави висловити припущення щодо кріогенного, точніше, термокарстового походження мікроскидів першого типу, виявлених у відслоненнях терасових відкладів Волинської височини.

Схожі за морфологією і розмірами розривні порушення відповідного генезису, фіксовані, зазвичай, у товщах піщаних і піщано-гравійних відкладів пізнього пленігляціалу, доволі детально охарактеризовано в академічній літературі, зокрема у часто цитованій публікації (Mol et al., 1993), в якій вони відокремлені від аналогічних розривів, приурочених до льодяних клинів, і визначені як порушення типу Грубенворст (Grubbenvorst). В областях давнього перигляціального морфо- і літогенезу формування розломів і тріщин цього типу прийнято пов'язувати із деградацією багаторічної мерзлоти. Передусім у випадках, якщо ці розриви спостерігають у товщах, які нагромаджені в перигляціальних умовах і частково чи повністю складені пісками.

Наприклад, до порушень термокарстового походження віднесено розриви, зафіксовані на відомій пізньопалеолітичній стоянці Юдіново, що приурочена до пізньоплейстоценової тераси р. Судость – правої притоки Середньої Десни (Грибченко і Куренкова, 2014). Місцеві порушення, представлені паралельно розташованими мікроскидами, що спрямовані до блюдцеподібного зниження, ймовірно, термокарстового походження, розчленовують піщані відклади алювіального генезису і проникають у нижню частину лесового покриву тераси (рис. 8 у зазначеній публікації). За морфологією, розмірами і позицією у розрізі вони у найбільшій мірі нагадують розриви нижньої частини відслонення Боремель 2.

Ймовірне термокарстове походження схожих розривних дислокацій різного рангу (у тому числі порівняно великих розривів з амплітудою зміщення до 1 м і більше), виявлених у долинах північної Франції в межах Паризької синеклізи, було предметом нещодавніх жвавих дискусій (наприклад, Bertran et al., 2018; Van Vliet-Lanoë et al., 2017). У зазначених та інших публікаціях обґрунтовано уявлення про зв'язок основної маси місцевих розривів з осіданням пухких плейстоценових відкладів унаслідок танення ін'єкційного льоду та льодяних клинів.

Як додатковий аргумент на користь перигляціального походження розривних порушень північної Франції автори публікації (Bertran et al., 2018) розглядають піщану ін'єкцію, виявлену в шаруватих пісках одного із розрізів (рис. 18 А) і інтерпретовану як дайку. Остання, за авторами статті, засвідчує високий міжпластовий тиск води, що спричинив гідравлічний розрив покривного пласта піщаних порід і псевдозрідження піску – явище, властиве, передусім, для перигляціальної зони (підвищення тиску води в порах відбувається під час замерзання

піщаного шару між двома непроникними (замороженими) шарами (закрита гідрологічна система) через витіснення води з фронту замерзання до ще незамерзлої зони або через гравітаційну циркуляцію води через незамерзлий шар (відкрита система, тобто із підтоком води з водоносного горизонту)). За відсутності багаторічної мерзлоти формування піщаних дайок відбувається в разі перекриття обводнених піщаних порід глинистими породами з низькою водопроникністю.

Невелику вертикальну піщану ін'єкцію, яка проникає із піщаного шару в основі товщі шаруватих суттєво піщаних заплавних відкладів в її більш збагачену мулом нижню частину і поступово звужується знизу вгору, можна бачити у відслоненні головної тераси Бугу в с. Старгород (рис. 12). Ін'єкція причленована до розгалуженого нижнього кінця великої клиноподібної форми (ймовірно псевдоморфози за давнім льодом), середню частину якої разом із інверсійним розломом дугоподібної форми видно на рис. 3. Безпосередній зв'язок між ін'єкцією піску та передбачуваною псевдоморфозою дає підставу вважати, що ці дві форми генетично пов'язані: схоже, що сезонна морозна тріщина, утворена у процесі формування морозобійного клину, визначила розміщення гідророзриву, та, відповідно, локалізацію майбутньої піщаної дайки, яка виникла внаслідок впровадження піщаної пульпи в покривну шарувату товщу вздовж гідророзриву. Водночас цей зв'язок підтверджує передбачення щодо перигляціальних умов їхнього формування.



Рис. 12. Піщана ін'єкція, розміщена під льодяним клином у розрізі Старгород 2  
Fig. 12. Sand injection placed under an ice wedge in the section of Stargorod 2

Щодо самого розриву, що супроводжує морозобійний клин, то його утворення у цьому випадку слід пов'язувати, передусім, не з деградацією льодяного клину, а з просіданням прилеглої до піщаної дайки товщі заплавних відкладів. Це просідання, імовірно, спричинене деяким стоншенням псевдозрідженого піщаного шару під час формування дайки. Інша можлива причина цього процесу – та-



нення ін'екційного і/чи сегрегаційного льоду, що містився в товщі заплавлених відкладів і лінзі підстильних руслових пісків, яку виявлено у цьому розрізі головної тераси Бугу. У будь-якому випадку цей розрив можна зачислити до нетипових порушень першого морфолого-генетичного типу.

Зауважимо, що тектонотипні розриви у верхній частині розрізу головної тераси Бугу трапляються дещо частіше, ніж псевдоморфози за викопним льодом чи добре розвинені піщані клини. В інших описаних вище розрізах (Боремель 2, Дубівці) такі криогенні форми на відповідному стратиграфічному рівні не виявлено.

Ці спостереження, разом із даними та узагальненнями, почерпнутими із літературних джерел, в яких описано криогенні та інші тектонотипні розривні порушення, виявлені у товщі плейстоценових відкладів різних регіонів Землі (зокрема, Van Vliet-Lanoë et al., 2004, 2017; Jia et al., 2020; Pacheco-Martínez et al., 2013), спонукали до висновку, що не усі типові розриви першого морфолого-генетичного типу (мікроскиди) утворені внаслідок деградації багаторічної мерзлоти, тобто, як зазначено нами раніше, мають термокарстове походження. Деякі мікроскиди, зокрема розриви, зафіксовані в товщі суттєво піщаних відкладів розрізу Дубівці, а також регулярно розміщені “серійні” мікроскиди нижньої частини розрізу Боремель 2, могли бути утворені внаслідок зневоднення товщі піщаних відкладів, яке, своєю чергою, було наслідком значного зниження рівня ґрунтових вод.

Щодо розрізу Дубівці, який розміщений біля південно-західного краю Подільської височини на схилі долини Дністра, то криогенне походження його розривів видається дуже сумнівним через те, що цей схил має південно-західну (теплу) експозицію і в його межах, як і на інших ділянках великого Дубівецького кар'єру, не виявлено криогенних деформацій структурного типу та інших явних слідів багаторічної мерзлоти. У сусідньому Межигірському кар'єрі, де відслонення верхньоплейстоценових покривних відкладів мають ще більшу довжину і розкривають будову різних морфолого-генетичних елементів рельєфу, трапляються лише окремі розміщені невеликі морозобійні клини, відомі також і у Галицькому кар'єрі, розміщеному на протилежному березі долини Дністра.

Добре розвинені мікроскиди нижньої частини розрізу Боремель 2, з огляду на його розміщення в північній частині Волино-Подільської височини та наявність в нижній частині товщі дислокованих відкладів розривних і плікативних порушень, що схожі на морозобійні щілини та невеликі криогенні порушення інволютного типу, могли б мати термокарстове походження. Проте, як виявилось у процесі вивчення цього розрізу, деякі мікроскиди головної серії розривів проникають у нижню частину зрілого викопного ґрунту інтерстадіального чи інтергляціального типу. Це означає, що місцеві розриви були утворені або на завершальному етапі його формування, або уже після захоронення ґрунту. Тому пов'язувати їхнє виникнення із передбачуваним криогенним етапом, під час якого були утворені зазначені вище ймовірні криогенні порушення, доволі проблематично. Так само проблематично пов'язувати ці розриви із завершальною стадією наступного палеокриогенного етапу, оскільки в межах самого викопного ґрунту розрізу Боремель 2 та в інших його відслоненнях у районі сіл Боремель – Набережне не виявлено безсумнівних ознак існування давньої багаторічної мерзлоти.

Зауважимо, що мікроскиди обох генетичних типів – термокарстові та утворені внаслідок значного зниження рівня ґрунтових вод – морфологічно подібні,

бо механізм їхнього формування тотожний: їхнє утворення пов'язане із нерівномірним ущільненням та блоковим просіданням порід поблизу майбутнього розриву. Розрізнити їх можна не за морфологічними ознаками, а за умовами формування, що відображені, зокрема, у будові розрізу.

Ці два типи розривів об'єднує схожа геоморфологічна позиція – приуроченість до річкових терас. Останні на час утворення розривів були заплавами або низькими надзаплавними терасами. В умовах Волино-Подільської височини, яка під час льодовикових епох середнього-пізнього плейстоцену частково чи повністю знаходилась у перигляціалній зоні, ці форми рельєфу слугували особливо сприятливим середовищем для нагромадження ін'єкційного та сегрегаційного льоду. Сприяла цьому не лише порівняно добра обводненість днищ долин, а і наявність у розрізах місцевих заплав і терас шарів і товщ піщаних (водовмісних) порід. Зазначимо також, що у відслоненнях головної пізньоплейстоценової тераси Бугу так званого лесового типу (з явною перевагою у верхньому, контрастивному ярусі терасових відкладів лесоподібних і інших суглинистих порід) і в аналогічних масштабних розрізах головної тераси Стиру (Гнатюк і Новак, 2016) тектонотипних розривів не виявлено.

Розглянуті тектонотипні розриви навряд чи можна зачислити до давніх криодегідратаційних тріщин (тріщин усихання криогенного типу, які формуються в умовах міграції води до фронту промерзання). Такі тріщини, як і тріщини усихання загалом, утворюються внаслідок зменшення об'єму осадів під час їхнього висихання, проявляються у горизонтах порівняно тонкозернистих порід, де утворюють полігони, а не сукупності субпаралельних розривів, і мають ознаки, властиві для тріщин відриву.

Порушення другого типу, констатовані у верхній частині розрізу Боремель 2 у горизонті покривних еолових пісків, діагностуються з більшою впевненістю. Їхні характерні ознаки (порівняно невеликі розміри, значна густина, помітно різні, хоч і близькі за значенням кути нахилу площини розриву, відкритість розривів під час їхнього формування і пізніше заповнення піском) із значною ймовірністю засвідчують деніваційну природу порушень (Hooper & Horgan, 2015) – розриви були утворені внаслідок танення, а, можливо, і сублімації прошарків і ліній снігу, нагромаджених під час зимового сезону у товщі піщаних нівео-еолових відкладів. Подібні дрібні порушення, ліпше збережені в дюнних, а не покривних пісках регіонів з холодним кліматом, досліджені, зокрема, в Гренландії (Dijkmans, 1990). Їхнє обмежене розповсюдження у розрізі Боремель 2 можна пояснити поганою збереженістю нівео-еолових відкладів та, відповідно, пов'язаних з ними розривів, у товщі покривних пісків сучасного й давнього перигляціального середовища.

Розривні порушення цього типу за механізмом утворення схожі до попередніх, але суттєво відмінні від них за морфологією, розмірами, передумовами формування.

Порушення третього типу, представлені тріщинами сколювання, виявлені у розрізі, розміщеному на схилі. Вздовж багатьох тріщин відбувались незначні зміщення зсувного типу, тому їх можна розглядати також і як невеликі розломи-зсуви. Утворювались вони в умовах домінування стискувальних, а не розтягувальних напружень, які визначали формування розривів двох попередніх типів. Зазначимо, що орієнтування осі максимального стискування, яка завжди має бути

розміщена в гострому куті між сколами головної (діагональної або нахиленої у розрізі Дубівці) системи тріщин, узгоджено із нахилом схилу.

Причина виникнення тріщин сколювання (значних стискувальних напружень) у покриві суглинистих відкладів цього розрізу ще невідома. Наразі з найбільшою вірогідністю їх можна пов'язувати із нерівномірним зміщенням різних інтервалів покриву суглинистих порід донизу схилу, спричиненим ущільненням і просіданням підстильної піщаної товщі. Останні процеси, як і розриви в середній частині товщі піщаних відкладів, ймовірно, були наслідком значного зниження рівня місцевих ґрунтових вод. Отже, першопричина утворення розривних порушень третього морфолого-генетичного типу навряд чи пов'язана зі становленням чи деградацією багаторічної мерзлоти.

**Висновки та перспективи подальших досліджень.** Потенційно кріогенні тектонотипні розривні порушення, виявлені у покриві плейстоценових відкладів Волино-Подільської височини, представлені розривами різного морфологічного типу (скиди, нетипові підкиди, тріщини сколювання) і мають неоднакове походження у різних місцях. Окрім порушень-мікроскидів, які із високим рівнем ймовірності мають термокарстове походження і засвідчують існування багаторічної мерзлоти, трапляються схожі за морфологією та механізмом формування розриви, які утворені, ймовірно, внаслідок зневоднення товщі суттєво піщаних відкладів під час значного зниження рівня ґрунтових вод. Воно ж могло бути першопричиною утворення сколів, розвинutih у схиловому покриві суглинистих порід. В одному відслоненні виявлено порівняно дрібні мікроскиди, виникнення яких із найбільшою ймовірністю можна пов'язувати із таненням похованих прошарків і лінз снігу, нагромаджених під час зимового сезону у товщі піщаних нівео-еолових відкладів. Усі перелічені генетичні різновиди мікроскидів приурочені до піщаних чи суттєво піщаних інтервалів розрізів річкових терас. Лише розриви передбачуваного другого генетичного типу (спричинені зниженням рівня ґрунтових вод) в одному розрізі констатовано також і поза межами річкових терас.

Передбачувані розривні порушення кріогенного (термокарстового) генезису зафіксовано лише у розрізах пізньольодовикових терасових відкладів Волинської височини, де вони трапляються дещо частіше, аніж впевнено визначені псевдоморфози за викопним льодом – вагомі свідчення існування багаторічної мерзлоти. Це підносить значення таких порушень як індикаторів давніх перигляціальних умов. Їх можна використати, зокрема, для реконструкції південної межі поширення багаторічної мерзлоти у річкових долинах Волино-Поділля.

Крупне порушення розломно-блокового типу, нещодавно виявлене археологами на стоянці Бармаки поблизу Рівного (Чабай та ін., 2020), судячи із його порівняно значних розмірів та розвитку в покриві суглинистих відкладів у межах давнього схилу, навряд чи є мерзлотним (термокарстовим) просіданням, як схильні вважати автори статті. Найімовірніше, це порушення пов'язане з карстом, розвиненим у приповерхневій частині товщі місцевих крейдових порід і активізованим під час деградації багаторічної мерзлоти. Такого типу поховані розривні порушення плейстоценового покриву, морфологічно подібні на розриви термокарстового та тектонічного (палеосейсмічного) генезису, відомі в кількох пунктах Волино-Подільського регіону. Їхньому розгляду та аналізу плануємо присвятити окрему статтю. Щодо плейстоценових тектонотипних порушень, виявлених у Середньому Придністер'ї (Билинкис, 1972; Иванова, 1977) і описаних

як дислокації тектонічного генезису, то уявлення про їхнє тектонічне походження видається доволі сумнівним. Не менш сумнівним є і їхній зв'язок із палеокріогенними процесами.

**Подяки.** Автор висловлює вдячність О. С. Бончковському за допомогу під час польового вивчення розрізу Боремель 2.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Билинкис Г. М. Четвертичные тектонические нарушения в Северном Приднестровье / Г. М. Билинкис // Изв. АН МССР. Сер. физ.-тех. и мат. наук, 1971. – № 2. – С. 82–84.
- Бончковський О. С. Новий розріз лесово-грунтової серії верхнього неоплейстоцену півдня Волині (на прикладі розрізів Боремель 1 та 2) / О. С. Бончковський // Фізична географія та геоморфологія, 2014 а. – Вип. 3 (75). – С. 57–64.
- Бончковський О. С. Палеокріогенні процеси на території Волинської височини / О. С. Бончковський // Вісник Дніпропетровського університету. Серія: геологія, географія (Dnipropetrovsk University bulletin. Geology, geography), 2018. – Т. 26 (1). – С. 3–16.
- Бончковський О. С. Палеокріогенні форми як індикатор кліматичних змін неоплейстоцену (на прикладі Горохівської височини, Волинь) / О. С. Бончковський // Фізична географія та геоморфологія, 2014 б. – Вип. 4 (76). – С. 44–51.
- Бончковський О. С. Пізньоплейстоценовий кріогенез в межах Волинської височини / О. С. Бончковський // Науковий вісник Чернівецького університету, 2016. – Вип. 775–776 : Географія. – С. 19–30.
- Гнатюк Р. Деякі особливості будови та формування надзаплавних терас р. Буг у районі Волинської височини / Р. Гнатюк, Й. Суперсон // Географічна наука і практика: виклики епохи : матеріали міжнародної наукової конференції, присвяченої 130-річчю географії у Львівському університеті (м. Львів, 16–18 травня 2013 р.). – Львів : ВЦ ЛНУ імені Івана Франка, 2013. – Т. 2. – С. 211–215.
- Гнатюк Р. Низькі тераси долини Стиру в середній частині Волинської височини / Р. Гнатюк, Т. Новак // Вісник Львівського університету. Серія географічна, 2016. – Вип. 50. – С. 101–118.
- Грибченко Ю. Н. Палеогеографические особенности основных стоянок позднего палеолита бассейна реки Десны (Хотылево, Елисеевичи, Юдиново, Пушкари) / Ю. Н. Грибченко, Е. И. Куренкова // Археологический альманах, 2014. – № 31. – С. 99–115.
- Иванова И. К. Геология и палеогеография стоянки Кормань IV на общем фоне геологической истории каменного века Среднего Приднестровья / И. К. Иванова // Многослойная палеолитическая стоянка Кормань IV на Среднем Днестре. – Москва : Наука, 1977. – С. 126–181.
- Кочерган Я. А. Сліди кріогенних процесів як індикатори палеокліматів плейстоцену Середнього Подністров'я / Я. А. Кочерган // Науковий вісник Чернівецького університету. Географія, 2012. – Вип. 616. – С. 25–28.
- Лукієнко О. І. Структурна геологія : підручник / О. І. Лукієнко. – Київ : КНТ, 2008. – 350 с.

- Чабай В. П. Стоянка Бармаки в контексті епіграфету Середнього Подніпров'я / В. П. Чабай, Д. В. Ступак, А. П. Весельський, Д. В. Дудник // *Археологія і давня історія України*, 2020. – Вип. 4 (37). – С. 107–125.
- Bertran P. Features caused by ground ice growth and decay in Late Pleistocene fluvial deposits, Paris Basin, France / P. Bertran, E. Andrieux, M. Bateman, M. Font, K. Manchuel, D. Sicilia // *Geomorphology*, 2018. – Vol. 310. – P. 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.011>
- Dijkmans J. W. A. Niveo-aeolian sedimentation and resulting sedimentary structures; søndre strømfjord area, Western Greenland / J. W. A. Dijkmans // *Permafrost and Periglacial Processes*, 1990. – Vol. 1. – P. 83–96. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430010202>
- Dolecki L. Struktury peryglacjalne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej / L. Dolecki // *Ann. UMCS : Sectio B*, 2003. – Vol. 58, 2. – P. 65–92.
- Hooper D. M. Denivation Features / D. M. Hooper, B. Horgan // *Encyclopedia of Planetary Landforms*. – New York : Springer, 2015. [https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3\\_458](https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_458)
- Jary Z. Zapis zmian klimatu w górnoplejstocenijskich sekwencjach lessowo-glebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy / Z. Jary // *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Rozw. Reg. Uniw. Wroc.*, 2007. – No. 1. – 136 s.
- Jersak J. Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski / J. Jersak // *Acta Geographica Lodziensia*, 1976. – No. 37. – P. 25–52.
- Jia Z. Analysis and comparison of two types of ground fissures in Dali County in the Weihe Basin, China / Z. Jia, Q. Lu, J. Peng et al. // *Environmental Earth Sciences*, 2020. – Vol. 79. – Article 38. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8783-1>
- Lehmkuhl F. Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation / F. Lehmkuhl, J. J. Nett, S. Pötter et al. // *Earth-Science Reviews*, 2021. – Vol. 215. – Article 103496. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496>
- Mol J. Periglacial microjointing and faulting in Weichselian fluvio-aeolian deposits / J. Mol, J. Vandenberghe, C. Kasse, H. Stel // *Journal of Quaternary Science*, 1993. – Vol. 8. – P. 15–30.
- Pacheco-Martínez J. Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, México / J. Pacheco-Martínez, M. Hernandez-Marín, T.J. Burbey et al. // *Engineering Geology*, 2013. – No. 164. – P. 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.015>.
- Van Vliet-Lanoë B. Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe / B. Van Vliet-Lanoë, A. Magyarib, F. Meilliez // *Global and Planet. Change*, 2004. – No. 43. – P. 103–127.
- Van Vliet-Lanoë B. Quaternary thermokarst and thermal erosion features in northern France: origin and palaeoenvironments / B. Van Vliet-Lanoë, J. Brulhet, P. Combes et al. // *Boreas*, 2017. – Vol. 46 (3). – P. 442–461. <https://doi.org/10.1111/bor.12221>.
- Zielin'ski P. Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine / P. Zielin'ski, R. J. Sokołowski, S. Fedorowicz, I. Zaleski // *Boreas*. – 2014. – Vol. 43. – P. 712–721. <https://doi.org/10.1111/bor.12052>.

## REFERENCES

- Bilinkis, G. M. (1971). Chetvertichnye tektonicheskie narusheniya v Severnom Pridnestrov'e [Quaternary tectonic faults in Northern Transnistria]. In *Izv. AN MSSR. Ser. fiz.-teh. i mat. nauk*, 1971, 2, 82–84. (In Russian).
- Bonchkovskyj, O. S. (2014 a). Novyj rozriz lesovo-g'runtovoi' serii' verhn'ogo neoplejstocenu pivdnja Volyni (na prykladi rozriziv Boremel' 1 ta 2) [New loess-soil section of the Upper Pleistocene deposits of the southern Volyn' Boremel (the Rivne region)]. In *Fizychna geografija ta geomorfologija*, 2014 a, 3 (75), 57–64. (In Ukrainian).
- Bonchkovskyj, O. S. (2018). Paleokriogenni procesy na terytorii' Volyns'koi' vysochyny [Paleocryogenic processes in the Volyn' Upland]. In *Visnyk Dnipropetrovs'kogo universytetu. Serija: geologija, geografija (Journal of Geology, Geography and Geoecology)*, 26 (1), 3–16. (In Ukrainian).
- Bonchkovskyi, O. S. (2016). Piznopleistotsenovy kriohenez v mezhakh Volynskoi vysochyny [The Late Pleistocene cryogenic processes in the Volyn' Upland]. In *Naukovyj visnyk Chernivc'kogo universytetu, 775–776 : Geografija*, 19–30. (In Ukrainian).
- Gnatjuk, R., Superson, J. (2013). Dejaki osoblyvosti budovy ta formuvannja nadzaplavnyh teras r. Bug u rajoni Volyns'koi' vysochyny [Some features of the structure and formation of terraces of the Bug River in the area of Volyn Upland]. In *Geografichna nauka i praktyka: vyklyky epohy : materialy mizhnarodnoi' naukovoï konferencii' (m. L'viv, 16–18 travnja 2013 r.)*. – L'viv : VC LNU imeni Ivana Franka, 2013, 2, 211–215. (In Ukrainian).
- Gnatjuk, R., Novak, T. (2016). Nyz'ki terasy dolyny Styru v serednij chastyni Volyns'koi' vysochyny [Low terraces of the Styr valley in the middle part of the Volyn upland]. In *Visnyk L'vivs'kogo universytetu. Serija geografichna*, 50, 101–118. (In Ukrainian).
- Gribchenko, Ju. N., Kurenkova, E. I. (2014). Paleogeograficheskie osobennosti osnovnyh stojanok pozdnego paleolita bassejna reki Desny (Hotylevo, Eliseevichi, Judinovo, Pushkari) [Paleogeographic features of the basic sites of a Late Paleolithic of Desna river basin (Khotylevo, Eliseevichi, Yudinovo, Pushkari)]. In *Arheologicheskij al'manah*, 2014, 31, 99–115. (In Russian).
- Ivanova, I. K. (1977). Geologija i paleogeografija stojanki Korman' IV na obshhem fone geologicheskoi istorii kamennogo veka Srednego Pridnestrov'ja [Geology and paleogeography of the Corman IV site against the general background of the geological history of the Stone Age of Middle Transnistria]. In *Mnogoslojnaja paleoliticheskaja stojanka Korman' IV na Srednem Dnestre*. (P. 126–181). – Moskva: Nauka. (In Russian).
- Kochergan, Ja. A. (2012). Slidy kriogenykh procesiv jak indykatory paleoklimativ plejstocenu Seredn'ogo Podnistrov'ja [Traces of cryogenic processes as indicators of Pleistocene paleoclimates in the Middle Dniester area]. In *Naukovyj visnyk Chernivc'kogo universytetu. Geografija*, 616, 25–28. (In Ukrainian).
- Lukijenko, O. I. (2008). *Strukturna geologija : pidruchnyk*. [Structural geology: a textbook]. Kyi'v: KNT. (In Ukrainian).
- Chabaj, V. P., Stupak, D. V., Vesel's'kyj, A. P., Dudnyk, D. V. (2020). Stojanka Barmaky v konteksti epigravetu Seredn'ogo Podniprova'ja [Barmaky site in the

- context of Epigravettian of the Middle Dnieper basin]. In *Arheologija i davnja istorija Ukrai'ny*, 4 (37), 107–125. (In Ukrainian).
- Bertran, P., Andrieux, E., Bateman, M., Font, M., Manchuel, K., Sicilia, D. (2018). Features caused by ground ice growth and decay in Late Pleistocene fluvial deposits, Paris Basin, France. In *Geomorphology*, 310, 84–101. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.03.011>.
- Dijkmans, J. W. A. (1990). Niveo-aeolian sedimentation and resulting sedimentary structures; søndre strømfjord area, Western Greenland. In *Permafrost and Periglacial Processes*, 1, 83–96. <https://doi.org/10.1002/ppp.3430010202>.
- Dolecki, L. (2003). Struktury peryglacialne w lessach trzech ostatnich cykli glacialnych (odra, warta, wisła) w Polsce, zachodniej Ukrainie i Rosji południowo-zachodniej [Periglacial structures in loesses of three last glacial cycles (Odranian, Wartanian, Vistulian) in Poland, western Ukraine and south-western Russian]. In *Ann. UMCS: Sectio B*, 58, 2, 65–92. (In Polish).
- Hooper, D. M., Horgan, B. (2015). Denivation Features. In Hargitai H., Kereszturi Á. (Eds.). In *Encyclopedia of Planetary Landforms*. (1-8). New York, NY: Springer. [https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3\\_458](https://doi.org/10.1007/978-1-4614-3134-3_458).
- Jary, Z. (2007). Zapis zmian klimatu w górnoplejstoczeńskich sekwencjach lessowogłebowych w Polsce i w zachodniej części Ukrainy. In *Rozpr. Nauk. Inst. Geogr. i Rozw. Reg. Univ. Wroc.*, 1. (In Polish).
- Jersak, J. (1976). Związek akumulacji lessu z rozwojem procesów rzecznych w dolinach przedpola Karpat i na wyżynach południowej Polski. In *Acta Geographica Lodziensia*, 37, 25–52. (In Polish).
- Jia, Z., Lu, Q., Peng, J. et al. (2020). Analysis and comparison of two types of ground fissures in Dali County in the Weihe Basin, China. In *Environmental Earth Sciences*, 79:38. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8783-1>.
- Lehmkuhl, F., Nett, J. J., Pötter, S. et al. (2021). Loess landscapes of Europe – Mapping, geomorphology, and zonal differentiation. In *Earth-Science Reviews*, 215:103496. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103496>.
- Mol, J., Vandenberghe, J., Kasse, C., Stel H. (1993). Periglacial microjointing and faulting in Weichselian fluvio-aeolian deposits. In *Journal of Quaternary Science*, 1993, 8, 15–30.
- Pacheco-Martínez, J., Hernandez-Marín, M., Burbey T.J. et al. (2013). Land subsidence and ground failure associated to groundwater exploitation in the Aguascalientes Valley, México. In *Engineering Geology*, 164, 172–186. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2013.06.015>.
- Van Vliet-Lanoë, B., Magyarib, A., Meilliez, F. (2004). Distinguishing between tectonic and periglacial deformations of quaternary continental deposits in Europe. In *Global and Planet Change*, 43, 103–127.
- Van Vliet-Lanoë, B., Brulhet, J., Combes, P., Duvail, C., Ego, F., Baize, S., Cojan, I. (2017). Quaternary thermokarst and thermal erosion features in northern France: origin and palaeoenvironments. In *Boreas*, 46 (3), 442–461. <https://doi.org/10.1111/bor.12221>.
- Zielin'ski, P., Sokołowski, R. J., Fedorowicz, S., Zaleski, I. (2014). Periglacial structures within fluvio-aeolian successions of the end of the Last Glaciation – examples from SE Poland and NW Ukraine. In *Boreas*, 43, 712–721. <https://doi.org/10.1111/bor.12052>.