

УДК 551.435.485; DOI 10.30970/gpc.2019.2.3062

**УМОВИ ФОРМУВАННЯ КАМУ ПОБЛИЗУ СЕЛА МАШІВ
(ВОЛИНСЬКЕ ПОЛІССЯ)****Андрій Ренда***Ковельське міжрайонне управління водних ресурсів*

rendakovel@ukr.net; orcid.org/0000-0001-5990-0052

Анотація. Ками на Волинському Поліссі залишаються найпоширенішим та найслабше вивченим типом реліктового гляціального рельєфу. У роботі акцентовано увагу на специфічних умовах формування камів у межах периферійних частин крейдових піднять льодовикового ложа західної частини Волинського Полісся та їхньої значної ролі в утворенні мережі тріщинуватості у зонах стиснення в тілі омертвілих льодів, успадкованих з етапу їхньої активності. Ці зони компресії були зумовлені загальною плановою конфігурацією кульмінацій у рельєфі льодовикового ложа.

Представлена акумуляція розташована північніше с. Машів та належить до своєрідного комплексу подібних льодовикових накопичень, які насаджені на кульмінації дольодовикового рельєфу та розташовані на значному віддаленні від крайових утворень максимальної стадії дніпровського зледеніння. Проаналізовано морфологію та геологічну будову форми, щоб пояснити умови її формування. Виявлено, що в її будові переважають дрібнозернисті відклади, текстурні та структурні особливості яких дають змогу виокремити два літофаціальні комплекси. Основу форми складають супіщано-піщанисті озерно-льодовикові відклади, які перекриті комплексом дрібно-середньозернистих піщанистих флювіогляціальних осадів.

Морфологія форми, її співвідношення з елементами похованого дольодовикового рельєфу та текстурні особливості відкладів описуваного розрізу дають змогу констатувати, що накопичення матеріалу відбувалось у межах напівпроточного, в певні періоди застійного басейну, що виповнювався відкладами незначного за розміром водно-льодовикового конусу виносу, який акумулювався внаслідок діяльності низькоенергетичних потоків талих вод у межах периферійної частини льодової проталини. Остання сформована на лінії зони тріщинуватості неактивних (мертвих) льодів, закладеної над кульмінаціями рельєфу льодовикового ложа.

На підставі текстурно-структурних особливостей форму ідентифіковано як кам.

Ключові слова: Волинське Полісся, дегляціація, ками, седиментація, літофаціальний аналіз, озерно- та водно-льодовикові відклади.

**CONDITIONS OF KAME FORMATION NEAR VILLAGE OF MASHIV
(VOLHYNIAN POLISSIA)****Andrii Renda,***Kovel Interregional administration of the Water Resources*

Abstract. Kames located in the Volhynian Polissya remain the most widespread and the least studied type of relict glacial landform. The article is focused on the specific conditions of kames creation within the peripheral parts of the Volhynian Polissya glacial bed elevation and their significant role in the formation of fissure net in the zones of deadened ice compression inherited from the stages of their inactivity. These compression zones were predetermined by the general planned configuration of the glacial bed landform climaxes.

The presented reservoir is located to the north of the village of Mashiv and belongs to a complex of similar glacial accumulations crowded at the culmination of pre-glacial relief and

placed at a considerable distance from the marginal formations of the maximum stage of the Dnieper glaciation. The morphological and geological structure of the form is analyzed to explain the conditions of its formation. It is revealed that its structure is dominated by fine-grained sediments; textural and structural features of them allow distinguishing two lithofacial complexes. The basis of the form is loamy sandy and sandy lake-ice deposits covered by a complex of fine-medium-grained sandy fluvio-glacial sediments.

The morphology of the form, its correlation with the elements of buried pre-glacial relief and the textural peculiarities of the described section deposits, allow to state that the accumulation of the material occurred within a semi-flowing or stagnant during certain periods basin filled with sediments of a small convey water-glacial outcasts; they were accumulated by activity of low energy melt water flows within the peripheral part of the ice glade. The glade was formed on the fracture zone line of the inactive (dead) ice, laid above the glacial bed landform climaxes.

The textural and structural features of the form give reason to identify it as kame.

Key words: Volhynian Polissia, deglaciation, kames, sedimentation, lithofacies analysis, glaciolacustrine and glaciofluvial sediments.

Вступ. Ками доволі широко поширений тип льодовикового рельєфу в межах підняття крейдового цоколю у західній частині Волинського Полісся. Значна частина цих форм зосереджена в районі східніше та південніше міста Любомль. Тут ками широко представлені як гляціоелеваційні форми, насаджені на крейдові пагорби, зрідка приурочені до крайових частин Любомльської улоговини. Серед камів території виокремлюються крупні куполо- та платоподібні форми. Прикладом таких утворень є камова акумуляція, розташована північніше с. Машів. Вивчення її морфології та геологічної будови виявило деякі особливості, що вказує на специфічні умови формування цієї форми.

Льодовикові форми, розташовані в районі Любомля як ками раніше не виокремлювали, об'єднуючи їх з іншими утвореннями льодовикового походження у збірну назву “рівнини водно-льодовикової акумуляції” (Судовцев, Матеюк, Крещук та ін., 1990). Попередньо автором охарактеризовано геологічну будову каму північно-східніше міста в районі села Борки, а також зроблено попередні висновки стосовно умов формування камів району (Ренда, 2013).

Методика досліджень. Під час досліджень головним методом був літофаціальний аналіз геологічної будови, який належить до групи методик розчленування та зіставлення літологічно монотонних та палеонтологічно німих осадових континентальних товщ. В основу зазначеного методу покладено принцип виокремлення окремих літологічних одиниць (прошаків, шарів, серій), які відрізняються між собою характером шаруватості та, відповідно, генезису. Їх називають літофаціями та кодують літерами англійського алфавіту відповідно до їхніх гранулометричних, текстурних та структурних особливостей. Ми використали версію коду, застосовану в працях Т. Зелінського (T. Zieliński) (Zieliński, 1992; Zieliński, 1993; Zieliński, 1995; Zieliński, Van Loon, 2003; Zieliński, 2012; Pisarska-Jamroży, Zieliński, 2013). Також використовували морфологічний та морфометричний методи.

Результати. *Геолого-геоморфологічна ситуація.* Представлений розріз водно-льодовикових відкладів знаходиться північніше с. Машів (розріз Машів–2) і розкриває будову периферійної південно-західної частини розлогої та значної за

розмірами камової форми, насадженої на цоколь із порід верхньої крейди. У верхній частині цих порід виявлено значну кількість піщаного матеріалу, а також жорстви кременів, крупної гальки і валунів північних порід розміром до 0,3 м. Породи ложа виходять на поверхню в багатьох пунктах, формуючи денудаційний рівень у межах висот 195–200 м. Перевищення каму над останньою становить 7–10 м. Відносні висоти пасма над навколишніми заболоченими низинами – до 25 м. Абсолютна висота форми сягає 209,0 м (рис. 1).

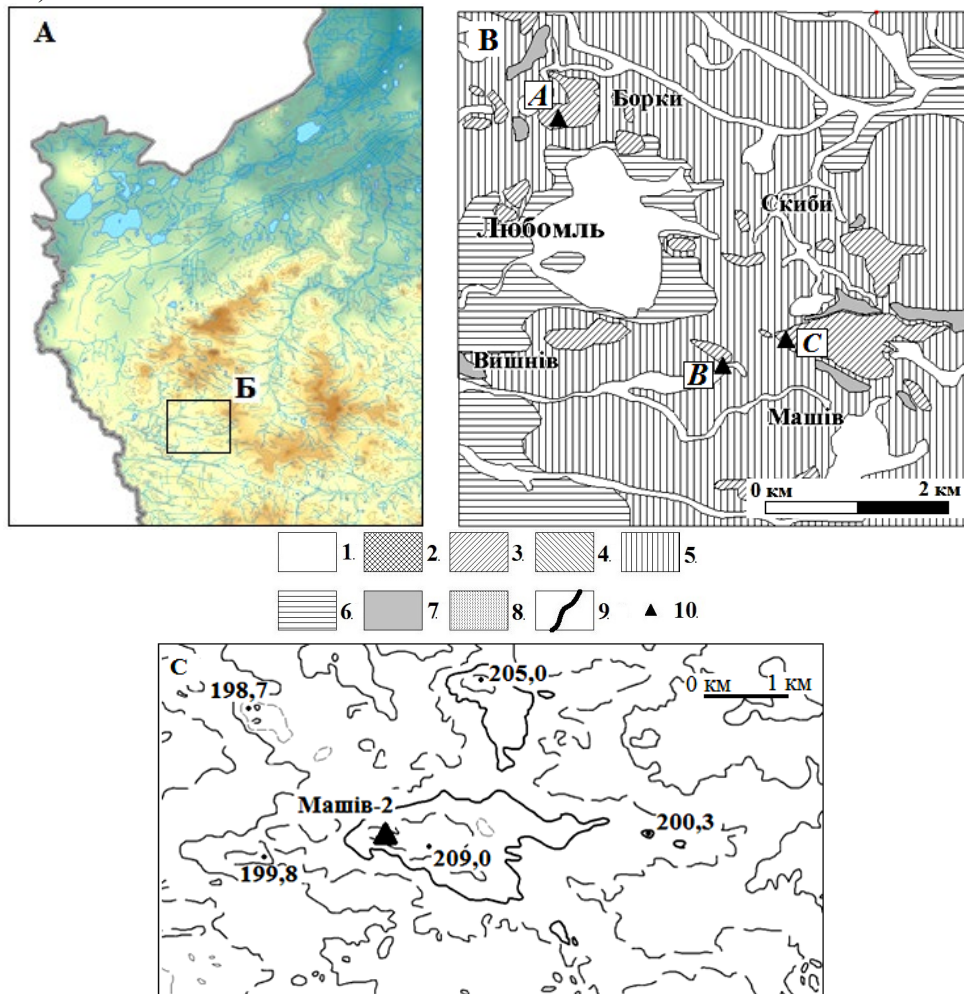


Рис. 1. Територія дослідження: *A* – розташування досліджуваної ділянки; *B* – геоморфологічна схема: 1 – днища річкових долин і заболочені днища улоговин; 2 – ками; 3 – моренна рівнина; 4 – озерно-льодовикова рівнина; 5 – денудаційні поверхні на виходах корінних порід; 6 – еолові форми; 7 – положення розрізів камів (*A* – Борки; *B* – Машів-1; *C* – Машів-2); *C* – морфологія репрезентованої форми і локалізація розрізу Машів-2

Fig. 1. Study area: *A* – location of the study area; *B* – geomorphological scheme: 1 – river valleys and swamps; 2 – kames; 3 – morein plain; 4 – glaciolacustrine plain; 5 – denudation surfaces at the exits of the bedrock; 6 – aeolian forms; 7 – section of

kame (A – Borky; B – Mashiv-1; C – Mashiv-2); C – sending morphology shape and location of section Mashiv-2

У стінках кар'єру, котрим розкрито крайню південно-західну частину пасма, чітко вирізняються два літофаціальні комплекси озерно-льодовикового (L) і флювіогляціального (F) походження.

Характеристика відкладів. Озерно-льодовиковий комплекс L формує основу каму і виявлений у розчистці, найбільш наближеній до центральної частини форми. Представлений суглинками та супісками, неясно горизонтально шаруватими, у нижній частині розбитими різноспрямованими сколами із амплітудами зміщення до 4–5 см. Вище по розрізу ці відклади переходять у пачку потужністю до 1 м, складену тонким перешаруванням (потужність прошарків до 1–1,5 см) глинистих осадів та пісків дрібнозернистих, глинистих. Верхній контакт порід комплексу чіткий, нерівний. Видима потужність відкладів комплексу L – до 1,7 м (рис. 2).

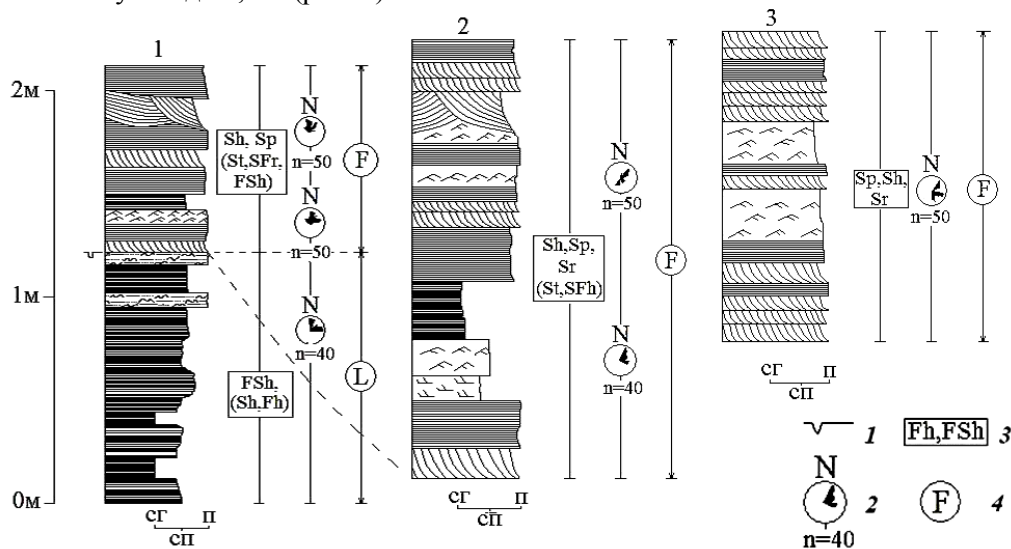


Рис. 2. Розріз відкладів каму (розріз Машів-2): Fh – горизонтально шаруваті суглинисті відклади; FSh – горизонтально шаруваті супіски; SFh – горизонтально шаруваті дрібнозернисті глинисті піски; Sr – піски глинисті із шаруватістю брижів течії; Src – піски глинисті знаків брижів течії типу climbing ripple cross-lamination; Sh – горизонтально шаруваті дрібнозернисті піски; Sp – різнозернисті піски з косим плоскопаралельним типом шаруватості; St – середньозернисті піски з косою мильдоподібною шаруватістю; 1 – ерозійний контакт; 2 – діаграма розподілу ухилу прошарків (n – кількість замірів); 3 – символ асоціації літофацій; 4 – символ літофаціального комплексу

Fig. 2. Log of the deposits of the kame (section Mashiv-2): Fh – silt with horizontal stratification; FSh – sandy silt with horizontal stratification; SFh – silty sand with horizontal stratification; Sr – silty sandy with ripple cross-lamination stratification; Src – silty sandy with climbing ripple cross-lamination; Sh – with horizontal stratification; Sp – with planar cross-stratification; St – sand with trough

cross-stratification; 1 – erosional surface; 2 – textural elements orientation diagram (n – number of measurements); 3 – symbol of lithofacies association; 4 – symbol of lithofacies complex

Водно-льодовиковий комплекс F, відкладами котрого складено верхню частину досліджуваного розрізу, виразно розділяється на дві пачки відкладів. Для нижньої характерна присутність пісків дрібно-середньозернистих, слабглинистих, достатньо добре сортованих, горизонтально шаруватих, із потужністю серій до 0,3–0,4 м. Окрім цього, присутні серії пісків аналогічного механічного складу із субгоризонтальною шаруватістю та глинистих дрібнозернистих пісків із косою шаруватістю брижів течії. Також задокументовані окремі серії пісків дрібно-середньозернистих із косим плоскопаралельним (табулярним) типом шаруватості. Другорядну роль у комплексі відіграють серії горизонтально шаруватих тонкозернистих глинистих пісків та супісків. Спорадично трапляються серії дрібнозернистих пісків із косою шаруватістю брижів течії, тонкі, до 5 см, серії глинистих пісків із шаруватістю типу симетричних хвилеприбійних знаків, а також хвилястою шаруватістю. Співвідношення між переліченими вище літофаціями носять чітко виражений характер ритмів (рис. 3).

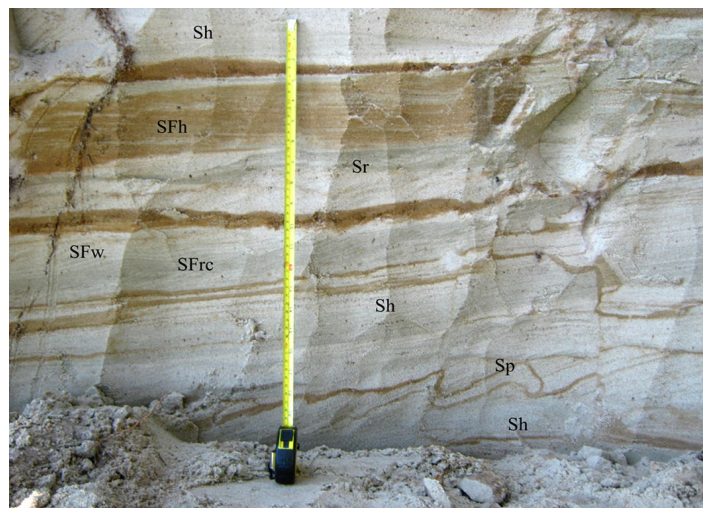


Рис. 3. Шаруватість нижньої частини комплексу F. Асоціація літофацій Sh,Sl,Sr (SFh,Fh)

Fig. 3. Layering of the lower part of complex F. Lithofacies association Sh,Sl,Sr (SFh,Fh)

Для верхньої пачки характерне переважання горизонтально шаруватих добре промитих дрібно-середньозернистих, а також серій пісків аналогічного механічного складу із косою плоскопаралельною шаруватістю. Другорядними є серії середньо-крупнозернистих пісків, у базальних частинах інколи із зернами дрібного гравію, з косим мульдopodobним укладом прошарків. Спорадично присутні лінзоподібні серії з косою шаруватістю брижів течії. Потужність серій – 20–45 см.

Деформаційні текстури. Представлені розривними порушеннями типу скидів із амплітудами зміщення до 2,5 см. Порушення простежуються на значну потужність, принаймні до 2,5 м; площини скидів мають південно-південно-східну орієнтацію.

Інтерпретація палеосередовища. Осади комплексу **L** є прикладом циклічної водної седиментації у мілких, майже стоячих водах із переважанням акумуляції дрібнозернистого матеріалу (SFh), котра іноді переривалась короткотривалими періодами накопичення піщаних осадів внаслідок впливу низькоенергетичних потоків із переважанням перекочування зерен як типом транспорту. Потоки були направлені уздовж підводної поверхні периферійної частини субаквального конусу виносу (Sh). Літологічні особливості згадуваних осадів, а також умови їхнього залягання дають змогу інтерпретувати умови їхнього накопичення як зону переходу між крайньою маргіальною частиною пологого конусу виносу талих льодовикових вод і мілким ефемерним озерним басейном (Pisarska-Jamroży, Zieliński, 2013; Terpiłowski S., 2008). Напрямок ухилу прошарків вказує на наростання конуса у східному напрямі.

Відклади літофаціальної асоціації Sh, Sl, Sr (SFh, Fh) нижньої частини комплексу **F** накопичувались в умовах малої енергетики припливів талих вод, для яких було характерним коливання витрат потоку (можливо, добові абляційні цикли) в межах дистальної частини конуса виносу. З цими ритмами пов'язане формування мілких безруслових потоків із піщаним дном (умови формування асоціації літофацій Sh, Sr), а також мілководних застійних басейнів седиментації, водам яких притаманна значна концентрація завислого матеріалу (SFh, Fh, рідше F_{Sr}, F_{Src}). Загалом у розрізі можна виокремити наступні типи циклотем: Sh→SFh, Sl→Sh→SFh, Sr→Sh→FSh(Fh), Sl→Sr→Sh→F_{Src}→Fh. Зазначимо, що у такий спосіб побудовані ритмові одиниці є найхарактернішими для незначних за розмірами, мілких флювіальних систем із піщаним характером дна русел, зокрема, в межах дистальних частин зандрів (Brodzikowski, Van Loon, 1991; Jaks, 2000; Maizels, 1993; Zieliński, 1992).

Умови накопичення відкладів верхньої частини комплексу характеризуються вже власне русловими фаціями. Присутність пачок осадів із косою плоскопаралельною шаруватістю, а також їхнє співіснування з серіями пісків, укладених горизонтально, засвідчують седиментацію в мілкому блукаючому флювіальному руслі. У глибших його частинах утворювались поперечні донні форми із дистальним приростом (Sp). Водночас у межах відмілин формувалось верхнє плоске дно (Sh). Записом функціонування глибших русел є літофація St, формування якої пов'язують з присутністю незначних за розмірами донних форм типу дюн (Zieliński, 1992).

Загалом наведені вище текстурно-структурні особливості відкладів каму дають змогу інтерпретувати їх як осади пологого проградуючого, можливо, субаквального на ранніх етапах формування, конуса виносу талих льодовикових вод, розвинутого в прибережній частині проталинного озерного басейну, води котрого часом підтоплювали його маргіальні частини. Розривні порушення, згадані вище, належать до деформацій незв'язного типу і вказують на постседиментаційне "розсовування" накопиченого мерзлого матеріалу внаслідок відступу льодових стін проталини (Левков, 1980; Ренда, 2011).

Наведена геологічна будова форми характеризує її як гляціоелеваційний кам змішаного походження з простим укладом комплексів відкладів флювіо- та лімногляціального походження.

Обговорення. Зважаючи на значну віддаленість камів району Любомля від маргінальних зон, першорядним чинником у їхньому формуванні слід вважати вплив на фізичний стан льодових мас особливостей рельєфу ложа, зокрема достатньо значні, як для Волинського Полісся, показники відносних перевищень у рельєфі льодовикового ложа. Завдяки останнім відбувалось формування зон локального стиснення, розвиток комплексу сколів-насувів в тілі льоду, якими транспортувався матеріал у тіло льодовика і на його поверхню. Зони найбільших напружень у льоді мали концентруватись уздовж проксимальних частин субширотних піднять цоколю і прилеглих до них частин схилів (зони стиснення). Свідченням цього є сліди активного гляціотектонічного впливу у вигляді значної кількості дрібних відторженців, що наприкінці 1990-х років добре простежувались у стінках верхніх частин меліоративних каналів у межах крейдових пагорбів. Окрім цього, нерівності льодовикового ложа впливали на розподіл потужностей льодів (рис. 4).

Розвиток системи тріщин над підняттями ложа розпочався іще на етапі активних стаціонарних льодів через їхню нижчу потужність над гляціоелеваціями. Ками (пагорби, вали) району Любомля утворювались на стадії розпаду льодів над гляціоелеваціями за виповнювання тріщин, проталин, що свідчується малою потужністю відкладів камів. Тут акумулювались осади флювіогляціальних потоків, конусів виносу, флювіогляціальних дельт та відклади, які відкладені в паралімічних умовах.

Наразі в будові камів району не зафіксовано відкладів абляційної морени, що може вказувати на відносно незначну кількість матеріалу в льодах, що не сприяло формуванню субаеральних спливів навіть на пізніх етапах утворення камів території.

Формування камів, пов'язане з процесами утворення щілин, проталин та западин в тілі льодового покриву під впливом піднять ложа, широко розповсюджене в районах Волинського Полісся з високим заляганням порід цоколю. Зокрема це стосується значних за розмірами форм, що знаходяться в околицях сіл Борки, Скиби, Люблинець, Озерне, Ситовичі, Мирин, Пісочне, Облапи, Журавлине, Хворостів (Ренда, 2017).

Висновки. Головну роль у локалізації осередків акумуляції камових тіл відігравали особливості нерівностей льодовикового ложа, які впливали на фізичний стан льоду. Розміщення камів в районах високого залягання порід льодовикового ложа засвідчує, що сприятливі для формування камових акумуляцій умови за ареальної дегляціації виникали в зонах льоду, збагачених на моренний матеріал. Їхнє виникнення є наслідком формування зон стиснення льодів перед перепонами, утворення системи сколів, якими відбувалась доставка моренного матеріалу із субгляціальної позиції в супрагляціальну та насичення ним льодів у маргінальній зоні льодовикового покриву. Ці зони успадковані з фази стабільного положення краю активного льодовика.

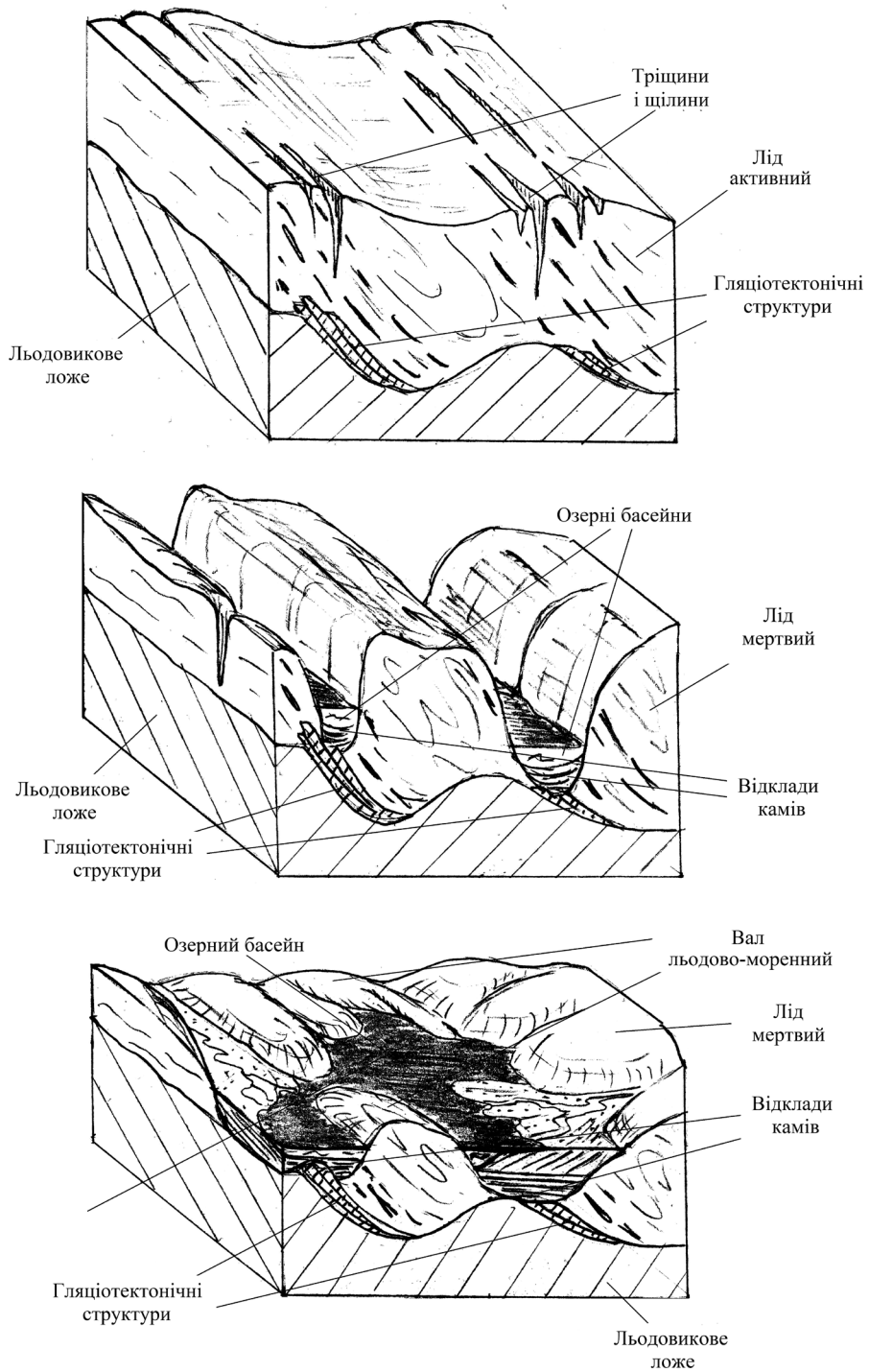


Рис. 4. Модель формування камів району Любомля
Fig. 4. Model of formation of Luboml area

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Левков А. Э. А. Гляциотектоника / Э. А. Левков. – Минск : Наука и техника, 1980. – 278 с.
- Глубинное геологическое картирование масштаба 1:200 000 территории листа М-35-VII (Ковель) и восточной части листа М-34-XII (Хелм). Отчет ГСО-3 за 1985-1990 г. г. : в 7 т. / [В. Ф. Судовцев, В. В. Матеюк, П. П. Крещук П.П. и др.]. – Ровно, 1990. – Т. 1. – 559 с.
- Ренда А. Деформаційні текстури в камах Волинського Полісся / А. Ренда // *Вісник Львівського університету. Серія географічна*. – Львів, 2011. – Вип. 39. – С. 287–297.
- Ренда А. Умови формування гляціоелеваційного каму біля с. Борки (Волинське Полісся) / А. Ренда // *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені В. Гнатюка. Серія: Географія*. – Тернопіль, 2013. – № 1 (випуск 13). – С. 57–62.
- Ренда А. Д. Умови формування каму біля селища Люблинець (Волинське Полісся) / А. Д. Ренда // *Фізична географія і геоморфологія : науковий збірник*. – Київ, 2017. – Вип. 4 (88). – С. 22–29.
- Brodzikowski K. Glacigenic Sediments / K. Brodzikowski, A. Van Loon. – Amsterdam : Elsevier, 1991. – 674 p.
- Jaksa A. Przykłady zróżnicowania środowisk sedymentacyjnych osadów kemowych w lobie Rawki zlodowacenia warciańskiego / A. Jaksa // *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glaciomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Warsztaty terenowe: materiały*. – Lublin, 2000. – S. 28–31.
- Maizels J. Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics / J. Maizels. // *Sedimentary Geology*. – 1993. – Vol. 85. – P. 299–325.
- Pisarska-Jamroży M. Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and paleoenvironmental conditions / M. Pisarska-Jamroży, T. Zieliński. // *Boreas*. – 2013. – Vol. 43 (2). – P. 330–348.
- Terpiłowski S. Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty / Terpiłowski S. – Lublin : Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej, 2008. – 107 s.
- Zieliński T. Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki ich sedymentacji / Zieliński T. – Katowice, 1992. – 95 s. – (Prace Nauk. UŚI.,1325).
- Zieliński T. Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki ich sedymentacji / Zieliński T. – Katowice, 1993. – 96 s. – (Prace Nauk. UŚI.,1398).
- Zieliński T. Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie / Zieliński T. // *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. – Warszawa: AKAPIT – DTP, 1995 – S. 220–235.
- Zielinski T. Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans / T. Zielinski, A. J. Van Loon // *Boreas*. –2003. – Vol. 32 (4). – P. 590–611.
- Zieliński T. Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? / T. Zieliński, M. Pisarska-Jamroży // *Przegląd Geologiczny*. – 2012. – Vol. 60, nr. 7. – S. 387–397.

REFERENCES

- Levkov E. A. (1980). Glyatsiotektonika. [Glaciotectonic]. Minsk: Nauka i tehnika. (In Russian).

- Sudovtsev V. F., Mateyuk V. V., Kreschuk P. P., et al. (1990). Glubinnoe geologicheskoe kartirovanie masshtaba 1:200 000 territorii lista M-35-VII (Kovel) i vostochnoy chasti lista M-34-XII (Helm). [Deep geological mapping at a scale of 1: 200 000 of the territory of sheet M-35-VII (Kovel) and the eastern part of sheet M-34-XII (Helm)]. Otchet GSO-3 za 1985-1990 g.g. (Vols. 1-7). Vol. 1 // *Fondy Volynskoi GRE*. Rovno. 559 s. (In Russian).
- Renda A. (2011). Deformatsiini tekstury v kamakh Volynskoho Polissia. [Deformation textures in kames of the Volyn Polissia]. *Visnyk of the Lviv University. Seria Geografichna*, 39, 287-297. (In Ukrainian).
- Renda A. (2013). Umovy formuvannia hliatsioelevatsiinoho kamu bilia s. Borky (Volynske Polissia). [Conditions of formation of the kame near Borky village (Volhynian Polissia)]. *The Scientific Issues of Ternopil Volodymyr Hnatiuk National Pedagogical University. Series: Geography*, 1(13), 57-62. (in Ukrainian)
- Renda A.D. (2017). Umovy formuvannia kamu bilia selyshcha Liublynets (Volynske Polissia) [Conditions of kame formation near Liublynets (Volyn Polissya)]. *Physical Geography and Geomorphology: scientific collection*, 4 (88), 22-29. (In Ukrainian)
- Brodzikowski K., Van Loon A. J. (1991) Glacigenic Sediments. Amsterdam, Elsevier. ISBN: 9780444883070
- Jaksa A. (2000). Przykłady zróżnikowania środowisk sedymentacyjnych osadów kemowych w lobie Rawki zlodowacenia warciańskiego. *Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glacijomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Warsztaty terenowe: materiały*. Lublin. p. 28-31. (In Polish).
- Maizels J. (1993). Lithofacies variations within sandur deposits: the role of runoff regime, flow dynamics and sediment supply characteristics. *Sedimentary Geology*, Vol. 85, 299-325.
- Pisarska-Jamroży M., Zieliński T. (2013). Pleistocene sandur rhythms, cycles and megacycles: Interpretation of depositional scenarios and paleoenvironmental conditions. *Boreas*, vol. 43 (2). 330-348. DOI: 10.1111/bor. 12041.
- Terpiłowski S. (2008). Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia Warty. Lublin: Wydawnictwo Uniwersytetu Marii Curie-Skłodowskiej. ISBN: 978-83-227-2788-1. (In Polish).
- Zieliński T. (1992). Moreny czołowe Polski północno-wschodniej – osady i warunki ich sedymentacji. *Prace Nauk. UŚI*, 1325. Katowice. ISBN: 8322604920. (In Polish).
- Zieliński T. (1993). Sandry Polski północno-wschodniej – osady i warunki ich sedymentacji. *Prace Nauk. UŚI*, 1398. Katowice. ISBN: 83-226-0532-3. (In Polish).
- Zieliński T. (1995). Kod litofacjalny i litogenetyczny – konstrukcja i zastosowanie. *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*. Warszawa: AKAPIT – DTP, p. 220-235. (In Polish).
- Zielinski T., Van Loon A. J. (2003). Pleistocene sandur deposits represent braidplains, not alluvial fans. *Boreas*, 32 (4), 590-611. DOI: 10.1111/j.1502-3885.2003.tb01238.x
- Zieliński T. (2012). Jakie cechy litologiczne osadów warto kodować, a jakie nie? *Przegląd Geologiczny*, 60 (7), 387-397. (In Polish).