

## ДЕНУДАЦІЙНІ ГІПОТЕЗИ МОРФОГЕНЕЗУ УЛОГОВИНИ МАЛОГО ПОЛІССЯ: ІСТОРИЧНИЙ АНАЛІЗ

**Максим Мисак**

*Львівський національний університет імені Івана Франка,  
вул. Дорошенка 41, м. Львів, 79000, Україна*

Проаналізовано існуючі літературні та картографічні праці, що стосуються морфогенезу улоговини Малого Полісся за останніх 150 років.

На основі аналізу виокремлено 4 групи денудаційних гіпотез: флювіальну, флювіально-флювіогляціальну, флювіогляціальну та гляціальну. Прихильники флювіальної гіпотези стверджували, що головний чинник формування улоговини Малого Полісся – ерозійна діяльність річок. Цій гіпотезі надавали перевагу Е. Дуніковські, Я. Фалькевич, С. Павловські, А. Ян та О. Маринич. В. Ласкарев вважав, що основа улоговини була утворена ерозією, пізніше Мале Полісся було вирівняне флювіогляціальними водами. Такі дослідники як Й. Семирадзькі та Г. Закревська переважаючим чинником генезису улоговини вважали талі води максимального зледеніння. Прихильником іншої гіпотези був М. Ломницький. Він стверджував, що Малополіська улоговина утворена діяльністю покривного зледеніння, межа якого проходила біля Подільського уступу. Також виконано порівняльну таблицю, досліджених різними авторами, денудаційних рівнів. Проведено аналіз наукових ідей, щодо простягання межі максимального зледеніння на території Малого Полісся та виконано відповідну картосхему.

*Ключові слова:* Мале Полісся Подільський уступ, денудаційні гіпотези, денудаційний рівень, межа зледеніння.

Мале Полісся – складна для геоморфологічного і палеогеографічного вивчення територія, зокрема, через велику площу, плоский, часто заболочений рельєф, малу кількість природних відслонень, переважання одноманітних піщано-глинистих відкладів, які є малоінформативними. За останні 150 років дослідники висували різноманітні гіпотези походження улоговини Малого Полісся, які часто суперечили одна одній. Однак сьогодні проблему генезису зазначеної території не вирішено.

*Метою* статті є аналіз існуючих геолого-геоморфологічних досліджень на теренах Малого Полісся та на його підставі виокремлення гіпотез, у яких головним чинником генезису Малополіської улоговини є виключно денудація.

*Об'єкт вивчення* – геолого-геоморфологічні дослідження Малого Полісся у літературних та картографічних джерелах.

*Предметом* є наукові ідеї та погляди щодо морфогенезу Малого Полісся та їхній розвиток з середини ХІХ ст., до сьогодення.

Незважаючи на тривалий період досліджень зазначеної території, досі не здійснено ґрунтового аналізу існуючих гіпотез, що розкривають суть генезису Малого Полісся. Серед головних гіпотез, можна назвати денудаційну.

Представники денудаційної гіпотези стверджували, що виняткову роль у формуванні улоговини відіграли денудаційні чинники: флювіальні, флювіогляціальні чи навіть гляціальні. Роль тектонічного чинника вони до уваги не брали.

*Флювіальні та флювіогляціальні гіпотези утворення Малополіської улоговини.* Перші гіпотези денудаційного походження улоговини Малоого Полісся сформувалися ще наприкінці ХІХ ст. Свого часу, Я. Фалькевич [30], В. Гільбер [30], Е. Дуніковські [18] та М. Кавчинські [30] наголошували, що вирішальну роль у формуванні улоговини відіграла річкова ерозія. Зокрема, Я. Фалькевич стверджував, що Північноподільський уступ утворений завдяки роботі річки, що текла паралельно до нього, та регресивній ерозії її приток [30]. Інші вчені також вважали головним чинником його утворення регресивну ерозію річок Малоого Полісся. Думку про те, що утворення улоговини відбулося завдяки ерозії і денудації власне у дольодовиковий час, вперше висловив Е. Дуніковські [18].

На початку ХХ ст. С. Павловські висунув гіпотезу щодо перехоплення Віслою Західного Бугу з басейну Прип'яті зниженням базису та зростанням інтенсивності ерозії. Вчений вважав, що до цієї трансформації гідромережі південна межа ерозії приток Західного Бугу проходила по лінії Жовква – Буськ – Олесько [31].

Флювіальної гіпотези дотримувався також і А. Ян. Він стверджував, що улоговина Малоого Полісся утворена ріками, які текли в східному напрямку. Згодом, ще в дольодовиковий час, відбулася перебудова гідрографічної мережі. Річки, прорізали Сокальське пасмо і змінили напрямок на північний. Наступні зледеніння лише перекривали стік Західного Бугу на північ, спричиняючи утворення «застійних озер» та акумуляцію флювіогляціальних відкладів в улоговині Малоого Полісся. Згідно з дослідженнями А. Яна, флювіогляціальні відклади поширені не на всій території Малоого Полісся, а вже поблизу м. Буськ відсутні у розрізах четвертинних відкладів [19]. Гіпотези щодо утворення улоговини флювіогляціальними водами максимального зледеніння спочатку дотримувався також Й. Семирадзькі. Проте у своїх пізніших дослідженнях автор почав схиллявся до тектонічно-денудаційної гіпотези [32].

Відомий дослідник початку ХХ ст. В. Ласкарев вважав, що флювіальні і флювіогляціальні процеси відіграли однаково важливу роль у генезисі Малополіської улоговини, а еолові процеси суттєво вплинули на розширення її меж. За його уявленнями, улоговини Кременецько-Дубенської та Острозької «низовин» остаточно сформували флювіогляціальні води, які рухались із заходу на схід, а також з півночі: долинами Стиру, Ікви, Стубли, Горині. Флювіогляціальні води, через долину Збитянки, проривались на Острозьку низовину та розливались у південно-західній частині Житомирського Полісся [11]. Проте, на думку дослідника, основа улоговини закладена ріками в пліоцені. Завдяки регресивній ерозії утворилися так звані «амфітеатральні» розширення у верхніх частинах басейнів річок. Флювіогляціальні води лише зруйнували вододіли між ними і вирівняли територію. Так утворилася Кременецько-Дубенська «низовина». Острозька низовина, як вважав В. Ласкарев, є наслідком бокової ерозії річки, яка проривалась із заходу через долину Збитянки [11]. Еолові процеси відіграли важливу роль саме у розширенні меж улоговини та формуванні ввігнутого профілю уступу. Коразія та дефляція, на думку

В. Ласкарева, руйнували та розвіювали міоценові піски під бронюючим горизонтом вапняків та пісковиків і сприяли ввігнутості схилів та збереженню їх крутості [11].

У 40-х рр. ХХ ст., Г. Закревська дотримувалась ідей В. Ласкарева, про рух флювіогляціальних вод долиною Горині з півночі на південь. Дослідниця посилалась на знахідки, у флювіогляціальних пісках, кварцитів та овруцьких пісковиків, які могло принести лише з півночі. Також вона стверджувала, що флювіогляціальні піски трапляються і на подільському відрізку долини Горині, отже, флювіогляціальні води протікали і на Подільській височині та, можливо, проривались у долину Південного Бугу [10]. По іншому трактував утворення «Малополіської прадолини» О. Маринич [12]. Він стверджував, що прадолина утворена великою рікою широтного простягання, яка текла не із заходу на схід, а, навпаки, – зі сходу на захід. Ця ріка починалась на схилах Українського кристалічного щита, а виходила за межі Малополіської улоговини, імовірно, через Білогоро-Мальчицьке зниження. На думку дослідника, «Малополіська прадолина», можливо, складається із кількох прадолин, які належали до єдиної системи. Ще О. Маринич вважав, що широтна ріка припинила своє існування в середньочетвертинний час [12].

*Гляціальна гіпотеза утворення Малополіської улоговини.* Іншу денудаційну гіпотезу наприкінці ХІХ ст. висловив львівський геоморфолог М. Ломницький. На його думку, Малополіська улоговина і Подільський уступ утворені потужнішим чинником, ніж річкова ерозія [25]. Науковець вважав, що улоговина утворена льодовиковою денудацією, причому льодовик доходив аж до Подільського уступу. Доказом вважав поширення валунів осадових порід зі слідами льодовикового шліфування на значній території Малого Полісся. Білу, «румошову» глину, як писав М. Ломницький, що майже повсюдно залягає на крейді та містить її уламки, вважав донною мореною льодовика [21].

Заболочені зниження північно-західного простягання, на його думку, були долинами льодовикового виорювання, які згодом стали післяльодовиковими озерами. Поширення валунів північного походження на території Малого Полісся дослідник не вважав критерієм визначення межі зледеніння [21]. Перелічені вище гіпотези відображені у таблиці 1.

*Дослідження межі зледеніння.* Ще із середини ХІХ ст. Г. Вольф [11], Е. Тітце [26], В. Гільбер [23], В. Уліг [27] описували валуни північних порід, що поширені в північно-західній частині улоговини. Межу зледеніння, власне, проводять за цим критерієм. Проте Г. Вольф [11] та М. Ломницький [21, 24] брали до уваги поширення валунів не лише північних магматичних та метаморфічних порід (гранітів, гнейсів, кварцитів, та ін.), але й осадових. Походження валунів осадових порід досі породжує дискусію, як і межа льодовикового покриву в межах Малого Полісся. Відрізнялись думки дослідників також щодо віку та кількості зледенінь, що могли вплинути на формування улоговини. Наприклад, В. Уліг твердив, що східна межа зледеніння не перетинала лінії Жовква – Сокаль [30]. За цим же критерієм М. Ломницький провів межу дещо західніше [23], проте вважав, що льодовик простягався до Подільського уступу [21].

Таблиця 1

## Групи денудаційних гіпотез утворення Малополіської улоговини

Гіпотеза	Дослідники	Головні чинники утворення Малополіської улоговини	Рік публікації
Флювіальна	Е. Дуніковські	Ерозія і денудація в дольодовиковий час	1881
	Я. Фалькевич	Ріка, що протікала вздовж уступу та регресивна ерозія її приток.	1896
	С. Павловські	Річки, що текли на схід, в дольодовиковий час	1916
	А. Ян	Ерозійна робота річок східного напрямку перед початком епохи зледенінь	1946
	О. Маринич	Ріка чи система річок, що починались на схилах УКЩ і текли на захід.	1963
Флювіально-флювіогляціальна	В. Ласкарев	Річкова ерозія в пізньому пліоцені, флювіогляціальні води із заходу та півночі під час максимального зледеніння, частково коразія і дефляція на уступі	1914
Флювіогляціальна	Й. Семирадзькі	Флювіогляціальні води максимального зледеніння, що розташовувалось в північно-західній частині улоговини	1890
	Г. Закревська	Острозьку улоговину утворили флювіогляціальні ріки з півночі, що протікали долиною Горині.	1940
Гляціальна	М. Ломницький	Льодовик, що доходив до Подільського уступу	1884

Про існування кінцевоморенного пасма в околицях Кристинополя стверджував В. Лозінські [28]. На схилах Розточчя біля Великих Грибович у товщі перевідкладених мергелів Я. Новак знайшов гранітний валун, та припустив, що так може виглядати місцевий різновид морени [29].

У повосенний час А. Ян виокремив два зледеніння. Межу максимального «краківського» зледеніння він проводив через Сокаль, «варшавське», на його думку, зупинилось на північних схилах Сокальського пасма [19].

Дослідники І. Герасимчук та Р. Сливка пов'язували утворення Пасмового Побужжя, з окським та дніпровським зледеніннями [5], Ю. Грубрін – з дніпровським та валдайським [7]. Досліджені В. Верніченком гляціодислокації біля Скнилова автор корелював із максимальним, як він вважав, рисським (дніпровським) зледенінням [4].

Межу зледеніння між Сокалем і Белзом на карті четвертинних відкладів Львівської області провів А. Богуцький. Проте теренами Малого Полісся науковець цю межу не продовжував [6]. На картосхемі меж зледеніння на теренах Розточчя Я. Бурачинський провів межу і на Малому Поліссі. Вона простягається приблизно по лінії Жовква-Соснівка-Бишів. Але автор не вказує критеріїв проведення цієї межі [15].

По-іншому зображена межа зледеніння на карті четвертинних відкладів Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 (2004) [8]. У пояснювальній записці зазначено, що на території Волино-Малополіської області присутня основна морена, складена піщано-мергелистою сумішшю білого кольору із різнообкатаних уламків крейдових мергелів, та з незначною кількістю обкатаних кременів і кварцитів [9]. Ці висновки є подібними з ідеями М. Ломницького [21] та Я. Новака [29].

Простягання меж зледеніння згідно з поглядами наведених авторів зображено на рис. 1.

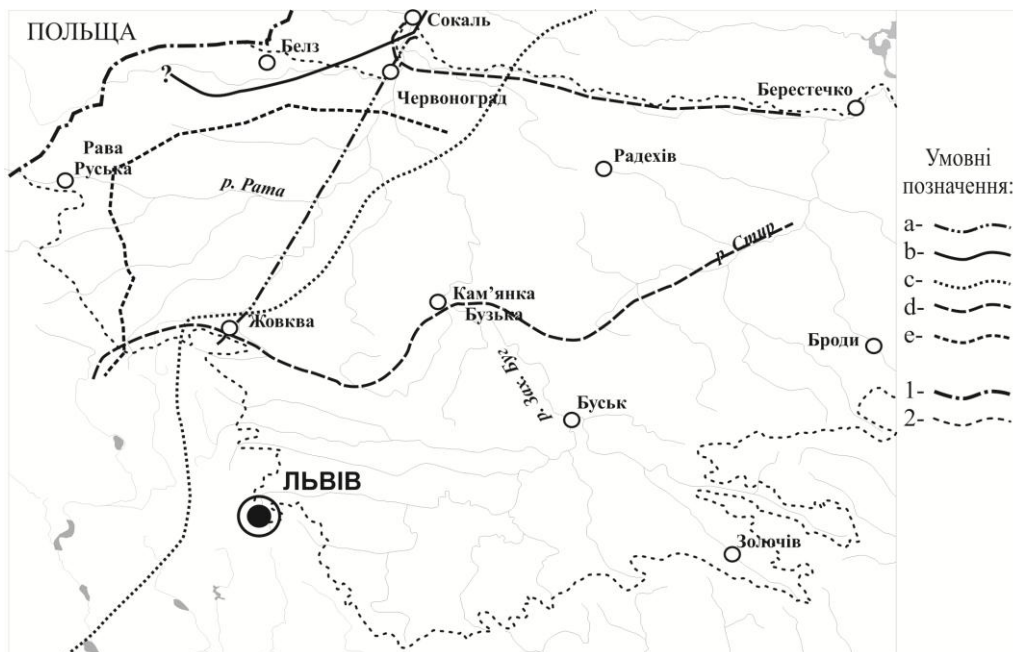


Рис. 1. Межі максимального зледеніння Малого Полісся згідно з поглядами: а - В. Уліга [30], б - А. Богуцького [6], с - Я. Бурачинського [15], d – згідно з Геологічною картою України масштабу 1:200 000 (2004 р.) [8], е - східна межа поширення валунів північних порід за А. Ломницьким [23]. 1 – Державний кордон України, 2 – Межі Малого Полісся.

Очевидно, що з процесами денудації пов'язані проблеми практично повної відсутності неогенового покриву на Малому Поліссі та наявності потужних товщ піщаних відкладів і пісковикових валунів. Дослідники висували різноманітні

гіпотези. Наприклад, Е. Дуніковські виявив у пісках поблизу Великих Мостів, окрім неогенової, значну кількість крейдової фауни, і висунув гіпотезу, що піски, переважно, є результатом руйнування сенонських (верхньокрейдових) відкладів [17], а М. Ломницький вважав, що товщі флювіогляціальних пісків походять зі зруйнованих відкладів неогену [22]. Ще 1859 року, описуючи численні валуни кварцитових пісковиків між Львовом та Бродами, австрієць Г. Вольф охарактеризував їх, як льодовикові [11]. З того часу і досі не вщухають дискусії щодо їхнього генезису.

Батятицькі пісковики А. Ян вважав автохтонним залишком неогенового покриву, а сліди пустельного спікання, виявлені на них – наслідком аридного клімату пліоцену [19]. Як стверджував М. Ломницький, пісковики зазнали нетривалого переміщення льодовиком, хоча, очевидно, мають місцеве походження. Для нього вони були головним доказом існування льодовикового покриву у межах всієї, дослідженої ним, території Малого Полісся [21]. Згадувані вище дослідження Б. Яворського, В. Степанова та І. Побережської вказують на відмінність мінералогічного складу пісковиків та супіщаних відкладів, які їх оточують [14]. Отже, з попередніх досліджень можна зробити висновки, що питання автохтонного залягання батятицьких пісковиків залишається дискусійним.

*Дослідження денудаційних рівнів.* Наслідком розвитку денудаційних процесів є існування денудаційних рівнів. Дослідження денудаційних рівнів сприятимуть визначенню часу та етапності утворення Малополіської улоговини. В межах її території виокремлено два денудаційні рівні. Перший відповідає дну улоговини, другий фіксується на Пасмовому Побужжі та уступах Волинської та Подільської височин.

Вперше на території Малого Полісся денудаційні рівні досліджував Я. Новак. Використовуючи назви В. Уліга для терас Західного Бугу [28], він виокремив Сокальський та Кристинопільський рівні. Сокальський складався з південної зони – Пасмового Побужжя та північної – Сокальського пасма. Кристинопільський представлений так званою «центральною мулькою» – зниженою смугою між Пасмовим Побужжям і Волинською височиною. До цього ж рівня дослідник зачислив міжгрядові пониження Пасмового Побужжя та терасу Західного Бугу в межах Сокальського пасма висотою 8–10 м. Характерним для першого рівня є суцільний покрив лесів і приблизно однакова висота – 240–280 м, другий, вкритий переважно пісками та шаруватими глинами [28].

Згодом С. Павловський спробував виокремити денудаційні рівні Розточчя і Побужжя. На висоті 260–300 м він виділив рівень «гряд Побужжя», що відповідає Сокальському (за Я. Новаком). Цей рівень доволі різко обмежується Розточчям, однак простежується долинами приток Західного Бугу (зокрема, Полтви) до висоти 335 м. Над ним підноситься «кульмінаційний» рівень Розточчя висотою, в середньому, 370–390 м. Долинний рівень Побужжя, тобто Кристинопільський (за Я. Новаком), він вважав типовим рівнем акумуляційного вирівнювання. Денудаційний рівень «гряд Побужжя» дослідник корелював із рівнем на Розточчі висотою 325–355 м. Він стверджував, що ці рівні попри різну висоту, як і долинні рівні Малого Полісся і Розточчя, є одновіковими [30].

Розглядав питання денудаційних рівнів на Малому Поліссі і В. Ласкарев. Уздовж більшої частини уступів, що оточують низовину, дослідник спостерігав

рівень висотою близько 265 м, який може відповідати Сокальському рівню. Дно Кременецько-Дубенської «низовини» він вважав терасою, сильно перетвореною еоловими процесами [12]. Автори Я. Чижевські та А. Ціргоффер, на Подільському уступі в басейні Ікви, дослідили рівень з відносною висотою 40 м. Його також можна корелювати із Сокальським [16]. Зазначимо що, А. Ян, як і Я. Новак, вважав, що гряди Пасмового Побужжя є найвиразнішим денудаційним рівнем, що підноситься над дном низовини на 30–40 м. Відповідний рівень він виділяв на схилах Подільської височини [20]. Як вважав А. Ян, цей рівень утворений двічі: вперше – як ерозійний, сліди якого залишилися на схилах уступу; вдруге – як акумулятивний, утворений акумуляцією в улоговині Малого Полісся під час максимального поширення льодовика. На думку А. Яна, Кристинопільський рівень також утворений акумуляцією відкладів під час другого зледеніння, максимальну межу якого фіксував на північних схилах Сокальського пасма. Висота акумуляції становила до 10 м [19]. На Північноподільському уступі дослідник окреслював рівні висотою 10–15 м, 55–60 м (простежується найвиразніше на виступах півострівних підвищень) та 75–85 м (переважно в межах Ганачівської та Погорілецької «заток») [20]. Також А. Ян писав, що нижні рівні створені завдяки ерозійній діяльності приток Бугу, проте рівень 75–85 м у зниженнях вододілу переходить на південь – у басейн Дністра, що свідчить про перехоплення притоками Бугу верхів'їв подільських річок та зміщення уступу в цьому ж напрямку [20].

Грунтовні дослідження А. Богуцького та Й. Свинка стосувалися денудаційних поверхонь Північноподільського уступу [1], Малого Полісся [2] та Волинської височини [3]. Вони виокремили 3 антропогенні денудаційні поверхні, з них в Малополіській улоговині чітко представлені тільки дві. Автори вказують, що нижня верхньоплейстоценова поверхня, піднімається над заплавами річок Малого Полісся на висоту від 3–5 м до 10–12 м. Середня абсолютна висота цієї поверхні становить 220–240 м. Вона позбавлена лесового покриву, складена він переважно верхньокрейдовими мергелями, на яких залягають торфи різної потужності та піски [2]. Середня поверхня, як твердять дослідники, широко представлена на вододільних просторах Малого Полісся. Вона є вищою за нижню більш ніж на 15–20 м, абсолютні висоти коливаються між 210–220 м у долинах великих річок до 290 – 310 м при уступі. Збудована верхньокрейдовими мергелями, на яких залягають ритмічно-шаруваті перигляціальні відкладами та лесами. Леси найкраще збереглися власне на Пасмовому Побужжі [2]. В будові цієї поверхні дослідники спостерігали горохівський викопний ґрунтовий комплекс та верхньоплейстоценові леси, що засвідчує її утворення у пізній час середнього плейстоцену [2].

Третя денудаційна поверхня розташована у привершинній частині уступів Волинської і Подільської височин. Її висота від 290–300 м - у східній, до 340–360 м - у західній частині уступу, а також на схилах Мізоцького і Повчанського плато на висоті 300–310 м [2]. На території Малополіської улоговини залишками цього рівня, можливо, є пагорби біля Батятич і Кам'янополя [2]. Цей рівень, на думку авторів, з'єднує між собою долини приток Зх. Бугу та Дністра [1]. Його можна корелювати із рівнем А. Яна висотою 75–85 м [20].

Крім нижньоплейстоценового рівня, дослідники ще виділили доантропогеновий вершинний рівень Гологоро-Кременецької гряди на висотах від 300 м на сході до 470 м у західній частині уступу [1]. Порівняння денудаційних рівнів виокремлених дослідниками наведено у таблиці 2.

Таблиця 2

Денудаційні рівні Малого Полісся, виокремлені різними авторами

Дослідники	Абсолютна чи відносна висота рівнів, м	Назви та особливості рівнів
Я. Новак	8 – 10 м над долиною Зах. Бугу	Кристинопільський, вкритий пісками і шаруватими глинами. Більша частина Малого Полісся
	240 – 280	Сокальський, суцільний покрив лесів. Пасмове Побужжя та Сокальське пасмо
С. Павловські		Долинний рівень. Долини Малого Полісся
	260 – 300	Рівень гряд. Вкриті лесом. Пасмове Побужжя
	370 – 390	Кульмінаційний рівень Розточчя
В. Ласкарев	265	Врізаний у крейду на уступі
Я. Чижевські А. Ціргоффер	40	На уступі в долині Ікви
А. Ян	до 10 м над Бугом	Кристинопільський, найнижчий рівень на території Малого Полісся, займає найбільші площі
	10 – 15	На схилах Подільського уступу
	30 – 40	Сокальський. Пасмове Побужжя та на схилах Подільського уступу
	55 – 60	На виступах півострівних підвищень перед уступом
	75 – 85	Углибині Коцурівської та Погорілецької «заток» на Подільському уступі. Сполучає долини Зх. Бугу і Дністра
А. Богуцький Й. Свинко	200 – 210, 250 – 270 при уступі	Нижній. Зливається з першими надзаплавними терасами. Складений верхньокрейдовими мергелями. На них торфи та піски
	+15 – 20 м	Середній. Переважно на Пасмовому Побужжі. Складений верхньокрейдовими мергелями. На них ритмічно шаруваті перигляціальні відклади і леси
	290 – 300 – східна частина уступу, 340 – 360 - західна	Верхній. У привершинній частині уступу, а також можливо останці поблизу Кам'янополя та Батятич. Поєднує долини Зх. Бугу і Дністра
	300 – 470	Доантропогеновий. Вершинний рівень Гологоро-Кременецької гряди



Також зазначимо, що І. Черваньов виділив регіональні поверхні вирівнювання Північного Волино-Поділля. Найдавніша з них – сарматська морська акумулятивна рівнина, виражена північним краєм Поділля, що прилягає до Гологоро-Кременецького кряжу. Наприкінці пліоцену – у ранньому антропогені внаслідок підняття Волино-Поділля утворився рівень сучасної Волинської височини. Згідно з дослідженнями І. Черваньова, у середньому плейстоцені завершилося формування денудаційно-зандрової рівнини Малого Полісся. Хоча, як вважає автор, утворення рівнини почалося ще в ранньоантропогеновий, або ж верхньопліоценовий час. Доказами слугували знахідки алювію в місцях, що знаходяться гіпсометрично вище другої надзапальної тераси Стиру. Значна частина древнього алювію була перероблена, на його думку, флювіогляціальними водами в середньому плейстоцені [13].

*Висновки.* Гіпотези, в яких виключна роль в утворенні Малополіської улоговини відводиться денудаційним процесам, є важливою частиною наукових ідей щодо морфогенезу Малого Полісся. Аналізуючи майже сторічну історію його вивчення можна виокремити 4 групи денудаційних гіпотез: флювіальну (Я. Фалькевич, Е. Дуніковські, С. Павловські, А. Ян, О. Маринич), флювіально-флювіогляціальну (В. Ласкарев), флювіогляціальну (Й. Семирадзькі, Г. Закревська), та гляціальну (М. Ломницький).

Суперечливим досі є питання кількості і меж зледенінь, які вплинули на морфогенез Малого Полісся. Щодо кількості та віку зледенінь дискусії точаться і до сьогодні, що зумовлено відсутністю збережених льодовикових відкладів на його території. Дискусійною залишається також проблема виокремлення денудаційних рівнів Малого Полісся та визначення їхнього віку. Вирішення цих проблем є важливим для окреслення морфогенезу досліджуваної території.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Богуцький А. Б.* Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання північного краю Подільської височини / А. Б. Богуцький, Й. М. Свинко. // Доповіді АН УРСР, серія Б. – 1975. – №6. – С. 483–485.
2. *Богуцький А. Б.* Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання Малого Полісся / А. Б. Богуцький, Й. М. Свинко. // Доповіді АН УРСР, серія Б. – 1980. – №5. – С. 5–8.
3. *Богуцький А. Б.* Антропогенові денудаційні поверхні вирівнювання Волинської височини / А. Б. Богуцький, Й. М. Свинко. // Доповіді АН УРСР, серія Б. – 1982. – №6. – С. 5–8.
4. *Верниченко В. В.* О донноморенных отложениях, гляциодислокациях и карстовых явлениях в районе гор Львова / В. В. Верниченко. // Географічний збірник ЛДУ ім. І. Франка. – 1956. – №3. – С. 140–141.
5. *Герасимчук І. Н.* Питання палеогеографії Пасмового Побужжя у зв'язку із меліорацією / І. Н. Герасимчук, Р. О. Сливка // Географія та меліорація ґрунтів / І. Н. Герасимчук, Р. О. Сливка. – Львів: "Вища школа", 1974. – (Відділ географії та меліорації ґрунтів. Науково-дослідний сектор). – С. 107–115.

6. *Геренчук К. І.* (ред.). *Природа Львівської області / за ред. К. І. Геренчука.* – Львів: Видавництво Львівського університету, 1972. – 159 с.
7. *Грубрін Ю. Л.* Геоморфологічна будова долини річки Ікви / Ю. Л. Грубрін // *Географічний збірник АН УРСР.* – 1960. – №4. – С. 83–95
8. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуші М-34-ХVIII (Рава-Руська), М-35-ХIII (Червоноград), М-35-ХIX (Львів). Карта четвертинних відкладів. / за ред. Плотнікова А. А., Возгіна Б. Д. – Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба, Дочірнє підприємство "Західукргеологія", Український державний геологорозвідувальний інститут, 2004
9. Державна геологічна карта України масштабу 1:200000 аркуші М-34-ХVIII (Рава-Руська), М-35-ХIII (Червоноград), М-35-ХIX (Львів). Пояснювальна записка / за ред. Л. С. Герасімова. – Київ: Міністерство екології та природних ресурсів України, Державна геологічна служба, Національна акціонерна компанія "Надра України", Дочірнє підприємство "Укрзахідгеологія", Львівська геологорозвідувальна експедиція., 2004. – 118 с.
10. *Закревська Г. В.* Геологічна характеристика корисних копалин четвертинної серії побережжя р. Горині між Ямполем і Острогом / Ганна Василівна Закревська. // *Геологічний журнал.* – 1940. – №7. – С. 5–27.
11. *Ласкарев В. Д.* Геологическое исследования в юго-западной России (17-й лист *Общей Геологической карты Европейской России*) / Владимир Дмитриевич Ласкарев. – Петроград: Типография Стасюлевича, 1914. – 710 с.
12. *Маринич А. М.* Геоморфология южного Полесья / Александр Мефодиевич Маринич. – Киев: Издательство Киевского университета, 1963. – 252 с.
13. *Черванев И. Г.* Структурная геоморфология и неотектоника бассейна реки Стирь / Игорь Григорович Черванев. // *Материалы харьковского отдела географического общества Украины.* – 1970. – №7. – С. 174–180.
14. *Яворський Б.* Уточнення петрографічних особливостей батятицьких кварцитоподібних пісковиків як крок на шляху до вирішення проблеми їхнього генезису / Б. Яворський, В. Степанов, І. Побережська. // *Мінералогічний збірник.* – 2015. – №65. – С. 117–131.
15. *Buraczynski J.* Roztocze: budowa, rzeźba, krajobraz / Jan Buraczynski. – Lublin: Intrograf Poligraficzna Spółdzielnia Pracy w Lublinie, 1997. – 189 с.
16. *Czyżewski J.* Kilka spostrzeżeń z wycieczki we wschodnią część północnej krawędzi Podola i Wołynia Grzędowego / J. Czyżewski, A. Zierhoffer. // *Kosmos.* – 1936. – №61. – С. 83–101.
17. *Dunikowski E.* Przyczynek do znajomości galicyjskiego dyluwium. // *Kosmos.* – 1880. – №5. – С. 1-23
18. *Dunikowski E.* Brzegi Dniestru na Podolu galicyjskiem / Emil Dunikowski. // *Kosmos.* – 1881. – №6. – С. 63, 98, 245, 341.
19. *Jahn A.* Stratygrafia czwartorzędu w dorzeczu Bugu / Alfred Jahn. // *Rocznik P.T.Geol.* – 1946. – №16. – С. 126–138.
20. *Jahn A.* Zdjęcie morfologiczne północnej krawędzi Podola I jej przedpola między potokami Kocurowskim I Pohoryleckim / Alfred Jahn. // *Kosmos.* – 1937. – №62. – С. 549–596.
21. *Łomnicki M.* Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 7 / Marian Łomnicki. – Kraków: PAU, 1895. – 129 с.

22. *Lomnicki M.* Geologia Lwowa i okolicy. Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. cz. I / Marian Łomnicki. – Kraków: PAU, 1897. – 208 c.
23. *Lomnicki M.* Atlas geologiczny Galicji. Tekst do zeszytu 10. cz. 2 / Marian Łomnicki. – Kraków: PAU, 1898. – 167 c.
24. *Lomnicki M.* Głazy narzutowe z epoki lodowej w Kamienopolu pode Lwowem. Notatka naukowa / Marian Łomnicki. // *Kosmos*. – 1885. – №10. – C. 261–262.
25. *Lomnicki M.* Powstanie krawędzi północnej płaskowzgórza podolskiego / Marian Łomnicki. // *Kosmos*. – 1884. – №9. – C. 491–514.
26. *Lomnicki M.* Streszczenie pracy Dra. E. Titze: Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Mit einer geologischen Karte von Lemberg / Marian Łomnicki. // *Kosmos*. – 1882. – №7. – C. 240–247.
27. *Lomnicki M.* Streszczenie pracy Dra. V. Uhliga: Ueber die geologische Beschaffenheit eines Teiles der ost- und mittelgalizischen Tiefebene / Marian Łomnicki. // *Kosmos*. – 1884. – №9. – C. 409–413.
28. *Nowak J.* Bauelemente und Entwicklungsphasen des Bug-Tieflandes / Jan Nowak. // *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*. – 1914. – №7. – C. 235–245.
29. *Nowak J.* The limit and the Direction of the advance of the ice on the Roztocze Lwow-Tomaszow (Brzeg lodowca czwartorzędowego w okolicy Lwowa i kierunek ruchu lodu na Roztoczu Lwowsko - Tomaszowskiem) / Jan Nowak. // *Rocznik P.T.Geol.* – 1932. – №8. – C. 210–213.
30. *Pawłowski S.* Proba morfologicznej analizy okolic Lwowa / Stanisław Pawłowski. // *Rozprawy i Wiadomości z Muzeum im. Dzieduszyckich*. – 1916. – №2. – C. 143–166.
31. *Pawłowski S.* Zjawiska erozyi na północnej krawędzi podolskiej / Stanisław Pawłowski. // *Kosmos*. – 1911. – №36. – C. 537–548.
32. *Siemiradzki J.* Kilka słów o dyluwialnych utworach okolic Lwówa / Jozef Siemiradzki. // *Sprawozdanie Komisji Fizjograficznej*. – 1890. – №25. – C. 44–50.

## **DENUDATION HYPOTHESIS OF MORPHOGENESIS OF MALE POLISSJA BASIN: HISTORICAL ANALYSIS**

**M. Mysak**

*Ivan Franko National University of Lviv,  
Doroshenko st. 41, Lviv, 79000, Ukraine*

The existing literary and cartographic works concerning the morphogenesis of Male Polissja basin for the last 150 years have been analyzed.

There are 4 basic denudation hypothesis are distinguished from the analysis: fluvial, fluvial-fluvioglacial, fluvioglacial and glacial. The supporters of fluvial hypothesis affirmed that the main factor in the formation of Male Polissja basin is the erosion of rivers. This hypothesis was favored by E. Dunikowski, J. Falkiewich, S. Pavlovski, A.Jahn and O. Marynych. V. Laskariev believed that the basis of basin was formed by erosion, later, Male Polissja was leveled by fluvioglacial waters. Such researchers as J. Semiradzky and G. Zakrevska considered that the prevailing factor of basin genesis were meltwater of maximum glaciation. The supporter of another hypothesis was M. Lomnitsky. He affirmed that Male Polissja basin was formed by the action of cover glaciation, the boundary of which was near Podolian escarpment.

And also the comparative table, investigated by different authors, denudation levels was performed. The analysis of scientific ideas concerning to the reach of the boundary of maximum glaciation on the territory of Малого Полісся has been carried out and the corresponding map scheme is executed.

*Keywords:* Male Polissja, Podolian escarpment, denudations hipotesis, denudation level, glaciation boundary.