

УДК [911.2:551.4.036-043.86](477.87); DOI: 10.30970/gpc.2021.1.3460
**ІСТОРІЯ РОЗВИТКУ РЕЛЬЄФУ СОЛОТВИНСЬКОЇ УЛОГОВИНИ
ЗАКАРПАТТЯ**

Ярослав Кравчук, Василь Чалик

Львівський національний університет імені Івана Франка,
yaroslavkravchuk@ukr.net; <https://orcid.org/0000-0001-9961-8895>

Анотація. Проаналізовано чотири етапи розвитку рельєфу, які створили відповідні комплекси в межах Солотвинської улоговини. Акцентовано увагу на морфоструктурно-морфоскульптурні особливості. Виділено морфоструктури третього і четвертого порядків. Серед елементів морфоскульптури значну увагу приділено денудаційним та денудаційно-аккумулятивним поверхням (Кичерській, Скридейській, Боронявській). Наголошено на ролі новітніх тектонічних рухів у формуванні цих поверхонь і річкових долин.

З другим верхньобаденським етапом пов'язаний відступ морського басейну і членування суші до гір. Основні риси сучасного рельєфу сформувалися у пліоцен-плейстоценовий етап – річкова мережа з комплексом терас, денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні, куєстові форми у крайовій зоні.

Вік Кичерської денудаційної поверхні – панон-понт. За даними палінологічного аналізу, передбачуваний вік Скридейської денудаційно-аккумулятивної поверхні верхньопліоценовий–нижньоплейстоценовий. Вік Боронявської поверхні вважають еоплейстоценовим, в її алювії присутня (до 5%) галька метаморфічних порід.

У сучасному періоді активізувалися новіші диференційовані тектонічні рухи, що спричинили активний прояв екзогенних процесів: ерозійних, зсувних, галогенного карсту.

Ключові слова: денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні; потужність давнього алювію; сучасні морфодинамічні процеси.

**HISTORY OF THE SOLOTVYNO HOLLOW OF TRANSCARPATHTIA
RELIEF DEVELOPMENT**

Yaroslav Kravchuk, Vasyl Chalyk

Ivan Franko National University of Lviv

Abstract. The analysis of four stages of relief development is done, which created the corresponding complexes within the Solotvyno hollow. The main attention is paid to the morphostructural and morphosculptural features. The morphostructures of the third and fourth orders are distinguished. Among the elements of morphosculpture the main attention is paid to denudation and denudation-accumulative surfaces (Kycherska, Skrydeyska, Boronyavska). The role of the new technological movements in the formation of these surfaces and river valleys was rated.

The second stage of the upper baden is associated with the retreat of the sea basin and the division of the land into mountains. The main features of the modern relief were formed in the Pliocene Pleistocene stage - a river network with a complex of terraces, denudation and denudation-accumulative surfaces, quest forms in the marginal zone.

Age of the Kicherska denudation surface is pannon-pont. According to the palynological analysis, the estimated age of the Skrydei denudation-accumulative surface is upper pliocene-lower pleistocene. The age of the Boronyava surface is considered to be Eopleistocene, and pebbles of metamorphic rocks are present in its alluvium (up to 5%).

In the modern period, newer differentiated tectonic movements have become more active, which have contributed to the active manifestation of exogenous processes: erosion, landslides, and halogen karst.

Key words: denudation and denudation-accumulative surfaces; power of ancient alluvium; modern morphodynamic processes.

Вступ. Розвиток рельєфу Солотвинської улоговини нерозривно зв'язаний з утворенням гірської споруди Карпат і синхронним формуванням Закарпатського внутрішнього прогину на межі верхнього олігоцену і міоцену. У формуванні рельєфу улоговини головну роль відіграли особливості тектоніки донеогенового фундаменту западини та характер неотектонічних рухів (Чалик, 1971). Фундамент западини має гетерогенну складчасто-блокову будову, де важливу роль відіграли потужні поздовжні щодо простягання карпатських структур розломи: Закарпатський глибинний розлом на межі гірської споруди і прогину, а також Припанонський глибинний розлом на контакті з Панонським середнім масивом на південному заході (Кравчук, Чалик, 2015). Водночас мережа поперечних розломів створила складну систему блокової будови донеогенового фундаменту прогину.

Така особливість лежить в основі морфоструктурного плану Солотвинської улоговини. На загальний морфоструктурний план рельєфу накладаються морфоскульптурні елементи, що є наслідком взаємодії екзогенних процесів з неотектонічними рухами в межах верхнього структурного поверху западини. Для тектоніки моласових відкладів характерні слабкі плікативні та диз'юнктивні дислокації, ускладнені наявністю солянокупольних структур і спорадичних нашарувань туфогенних відкладів, пов'язаних із вулканічною діяльністю.

Виокремлюючи морфоструктури різних порядків, використано схему П. Цися (1964), у якій тектонічним зонам відповідають морфоструктури першого порядку. Закарпатська рівнина є морфоструктурою першого порядку, що сформувалась у межах Закарпатського внутрішнього прогину.

Рельєф Солотвинської міжгірної улоговини, розташованої у південно-східній частині Закарпатської рівнини, суттєво відрізняється від західної Чоп-Мукачівської низовинної рівнини з елементами горбогір'я, яку визначено як морфоструктуру другого порядку. Височинний і структурно-низькогірний рельєф Солотвинської улоговини, де континентальний режим настав раніше, давніший за віком від західної частини Закарпатського внутрішнього прогину. На цій підставі рельєф Солотвинської улоговини визначено як морфоструктуру другого порядку. Морфоструктури чітко розділені меридіональним відрізком Вигорлат-Гутинського вулканічного пасма (Кравчук, Чалик, 2015).

Аналізуючи історію розвитку Солотвинської улоговини доцільно виокремити три головні етапи розвитку рельєфу, пов'язані з особливостями тектонічного режиму Солотвинської западини (Чалик, 1971).

Перший етап, що охоплює нижній і середній міоцен, характеризується опусканням фундаменту Солотвинської западини і заповненням її туфогенно-осадовими товщами, які виносились із піднятої гірської споруди флішових Карпат. Підняття гір супроводжувалось періодичною вулканічною діяльністю. Басейн нижньоміоценового моря був неглибоким і вузьким. Накопичення молас у Закарпатському внутрішньому прогині, порівняно з Передкарпатським

крайовим прогином, розпочалось дещо пізніше. У період відкладання у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину потужної товщі нижніх молас у Закарпатському прогині опускання було незначним, а іноді змінювалось підняттям, що засвідчує невелика потужність відкладів грушівської (100–200 м) і буркаловської (80–120 м) світ і їхнє спорадичне поширення. Порівнюючи стратиграфічний розріз Закарпатського прогину з МСШ–2004 (Андрєєва-Григорович та ін., 2004), перші моласи датують егерським та егенбурзьким регіоюрусами (аквітан–бурдигал). Вище по розрізу залягають терешульські конгломерати (прибережні морські утворення), які фіксують підсилення локальних гірських піднять у той час (Гофштейн, 1967).

Протягом середнього міоцену спостерігаються інтенсивне опускання Солотвинської западини й активізація вулканічної діяльності, головним чином поздовжніми розломами. Потужна товща (700 м) новоселицьких туфів (гельвет) нагромадилась у водному середовищі. В умовах мілководдя і часткової ізоляції морського басейну відкладались осади кухонної солі (тереблянська світа). Для тортонського періоду характерні осциляційні рухи, які періодично зумовлюють відкладання то грубих (конгломератових) горизонтів, то дрібнозернистих і глинистих (Вялов, 1953). На цьому етапі відбувалось формування структур, які створили основу рельєфу улоговини.

Другий етап (сармат-панонський, за МСШ–4 – верхньобаденський) відзначається зміною опускань на підняття на значній площі Солотвинської улоговини, в той час як Мукачівська западина продовжувала опускатися. У північно-східній і центральній частині улоговини море відступило. Відбулось причленування суші до гір і втягнення її в переважаючі підняття. Водночас розвивалась древня гідромережа, розпочалось ерозійне розчленування суші улоговини. Продукти руйнування виносяться у прилеглі мілководні лагунні й прісноводні басейни. Лише на крайньому заході улоговини, а також на східній периферії продовжувалось повільне опускання.

Північно-східну частину Солотвинської западини займає вузька смуга Крайової зони з моноклінальним заляганням пластів, яка простягається від долини Апшиці на сході до басейну р. Велика Уголька на заході. Тут сформувалась Апшице-Угольська поздовжня морфоструктура третього порядку. Моноклінальне залягання порід з бронюючими пластами конгломератів і пісковиків сприяло розвитку особливого типу морфоструктурних утворень з куєстовим рельєфом. Ухил структурних поверхонь збігається з крутістю падіння пластів або близький до них. При цьому зазначимо чималу крутість бронюючих пластів куєст на контакті западини з Пенінською стрімчаковою зоною, яка сягає 30–40°, а в околицях с. Новоселиця, де бронюючі пласти складені терешульськими конгломератами – до 55–60° (Чалик, 1975).

Також у межах улоговини доволі помітно простежується поперечна диференціація рельєфу, зумовлена утворенням і розвитком регіональних і локальних поперечних розломів, таких як Апшицький, Тересвинський, Буштинський, Велятинський, Хустський та ін. Їхня наявність зумовила утворення блокових морфоструктур третього порядку після настання континентального режиму в улоговині: Апшицько-Тересвинської, Тересвинської, Хустської. У межах Апшицького блоку в сарматі продовжується опускання і заповнення його крупноуламковими теригенними моласами морського генезису,

тоді як західніше розпочався континентальний період з переважаючим підняттям блоків. У гірській частині Карпат у цей період відбувається формування верхнього (Полонинського) денудаційного рівня. У панонський час, за спокійних умов, утворився Підполонинський денудаційний рівень у горах (Спіридонов, 1952).

Третій етап розвитку рельєфу Солотвинської улоговини охоплює в часовому вимірі пліоцен-плейстоцен. Відбувається формування долинної річкової мережі з комплексом терас, денудаційних і денудаційно-аккумулятивних поверхонь. У Солотвинській улоговині, в якій значно раніше, ніж у Чоп-Мукачівській низовині, настав континентальний режим, сформувалися старші за віком денудаційні та денудаційно-аккумулятивні поверхні. Найдавнішу поверхню в межах улоговини описав Г. Алфер'єв (1948) під назвою Кичерський рівень, поширений у східній і центральній частинах. Ця поверхня добре простежується на абсолютних висотах 500–700 м і відносних висотах 200–300 м у басейнах нижньої течії Терєблі, Терєсви і Апшиці у вигляді плоских вершин і рівновисотних вододілів, складених міоценовими моласами. Унаслідок розчленування рельєфу з моноклінальним заляганням порід виникли морфоструктурні утворення у вигляді куест зі спадистими нахилами 8–12°. Порівнюючи незначну крутість куест у басейнах Терєсви і Терєблі з крутосхилими куєстами Крайової зони, можна дійти висновку щодо загасання неотектонічних піднять у панон-пліоценовий час.

Ширина привододільних виположених ділянок Кичерської поверхні сягає 80–120 м. На загальному фоні чітко вирізняються окремі вершини з абсолютними висотами понад 700 м (г. Клева, 802 м – найвища вершина улоговини; г. Басхеу, 741 м; г. Боулуй, 775 м; г. Дарола, 754 м та ін.), у будові яких беруть участь конгломерати (Кравчук, Чалик, 2014).

Визначаючи вік Кичерської поверхні, дослідники, здебільшого, обмежували діапазон часу її утворення раннім паноном – верхнім пліоценом (Адаменко, 1977; Гофштейн, 1964; Кравчук, 2012; Чалик, 1970 та ін). Водночас основна проблема зводилась до співвідношення Кичерського рівня з ефузивами Вигорлат-Гутинського пасма. Науковці А. Спиридонов (1952) і П. Цись (1957) вважали, що вулканічні породи перекривають Підполонинську поверхню вирівнювання, яка утворилась до формування Кичерської, а Т. Піотровська (1966) і І. Гофштейн (1964) вважали, що лави Вигорлат-Гутинського пасма перекривають Кичерську поверхню на рівні 500–600 м (в околицях с. Липецька Поляна і с. Яблунівка (Фенеш) вулканічні лави лежать на слабо нахиленій поверхні висотою 600–620 м) і, на цій основі, зробили висновок щодо її доплейстоценового віку. Водночас варто зазначити, що висота підшви ефузивів уздовж хребта є різною. У багатьох місцях підшва ефузивів опускається нижче русла сучасних річок (долина р. Тиси поблизу с. Велятин і в районі Хустських Воріт). Вріз р. Тиси в Хустських Воротах становить 157 м. Наведені дані засвідчують різку диференційованість неотектонічних рухів Вулканічного пасма у плейстоцені. Власне тому виникають труднощі під час зіставлення Кичерської денудаційної поверхні з ефузивами Вигорлат-Гутинського хребта.

Вважаємо, що під час визначенні віку Кичерського рівня доцільніше орієнтуватися на залишки і сліди давнього алювію, які збереглися на близьких гіпсометричних рівнях у Солотвинській улоговині. Такими вершинами є гори

Скридей (485 м), Біловарецька Кичера (555 м), Полонинка (511 м), вік алювію яких дослідники, здебільшого, визначали як понт-пліоценовий (Кравчук, Чалик, 2015).

У Солотвинській улоговині доцільно виокремлювати Кичерську денудаційну і Скридейську денудаційно-акумулятивну поверхні. Вирівняні ділянки Кичерської денудаційної поверхні (переважно педименти) трапляються на абсолютних висотах 600–750 м, відносних – 250–400 м в Апшице-Угольському низькогір'ї та Апшице-Тересвинській денудаційно-ерозійній височині. Її формування (з дотриманням МСШ–2004) могло розпочатися наприкінці верхнього міоцену, тоді як у північно-східній частині улоговини утвердився континентальний режим, і закінчитися у пліоцені (понт-пліоценовий вік).

Скридейська денудаційно-акумулятивна поверхня окремими фрагментами представлена на межиріччях Тересви–Тереблі–Ріки. Її вік, за даними палинологічного аналізу (Піотровська, 1966), верхньопліоценовий–нижньоплейстоценовий. За даними петрографічного аналізу та співставлення давніх терасових рівнів Карпат, І. Гофштейн (1995) вважав вік алювію на г. Скридей верхньопліоценовим. Поодинокі фрагменти цієї поверхні на межиріччі Тереблі–Ріки (г. Скридей), Тересви–Тячівця (г. Полонинка і г. Біловарецька Кичера) можна вважати останцями давніх пліоценових терас. Гіпсометрично (абсолютні висоти 450–550 м) з ними зіставляють численні ділянки субгоризонтальних поверхонь на межиріччі Тересви–Тереблі, на яких відсутній алювій. Зазначимо, що в розрізі галечника і поодиноких дрібних валунів із флішових пісковиків на г. Скридей відсутні породи Мармароського кристалічного масиву.

У західній частині Солотвинської улоговини на площі між долинами рік Байлової і Ріки зафіксовано давній рівень Боронявської денудаційно-акумулятивної поверхні на абсолютних висотах 300–350 м, який відокремлюється добре помітним у рельєфі уступом-схилом висотою 60–100 м від вище розміщеного рівня г. Скридей. Фрагменти Боронявської поверхні добре збереглися в околицях с. Боронява (г. Дреутна, 375 м; значна частина вододілу Байлової–Бороняви), а також на вододілі Ріки–Хустця північніше с. Нанково (г. Плоска, 367 м). Ширина вирівняних ділянок поверхні становить 200–300 м, місцями сягає 500–600 м. Відносні перевищення до русел головних рік коливаються в межах 170–200 м.

Потужність алювію Боронявської поверхні південніше г. Скридей сягає 15–17 м. Під товщею жовтобурих (у нижній частині вохристо-бурих) суглинків (4–5 м) залягає валунно-галечниковий шар потужністю 10–12 м, галька і дрібні валуни (10–30 см), зрідка – 40–70 см. Поблизу г. Дреутної під жовтобурими та іржавими суглинками (3–4 м) залягає шар гальки і валунів у суглинистому заповнювачі потужністю 6–8 м. У валунно-галечниковій верстві переважають велика галька і дрібні валуни (Чалик, 1974).

Петрографічний склад алювію Боронявської поверхні однорідний. У складі гальки і валунів переважають світлі кременисті пісковики і кварцити. Водночас, на думку І. Гофштейна (1964, 1995), відбувалося збільшення матеріалу флішових порід і поява порід мармароського метаморфічного комплексу (до 5 %), що відрізняє його від складу галечників Скридейської денудаційно-акумулятивної поверхні.

Найбільший відсоток (20–25 %) гальки метаморфічних порід з кристалічного масиву (кварцово-графітові та кварцово-слюдяні сланці, білий і напівпрозорий кварц) зафіксовано у давнішій за віком від Боронявської – Шардинській денудаційно-аккумулятивній поверхні, яка прилягає з заходу до схилів вулканічного хребта Великий Шолес в околицях с. Велика Копаня (Мукачівська западина). Дослідники І. Гофштейн (1964), В. Чалик (1970), Я. Кравчук (2012) вік Боронявської поверхні вважали нижньоплейстоценовим (еоплейстоценовим), а Шардинську датували кінцем верхнього пліоцену – початком нижнього плейстоцену (Демедюк, 1982).

Поява мармароської гальки в алювії Шардинської поверхні засвідчує посилення розмиву Мармароського кристалічного масиву р. Тисою і поступове сповільнення розмиву під час формування Боронявської поверхні. З часом формування останньої пов'язане деяке похолодання, що знизило ерозійну енергію річок. Свідченням цього вважають зміну забарвлення алювіальних суглинків з переважно жовто- і вохристо-бурим кольором на менш яскраве, ніж у суглинках давнішої – Скридейської поверхні (Чалик, 1970).

Унаслідок диференційованих неотектонічних рухів протягом плейстоцену Боронявська денудаційно-аккумулятивна поверхня зазнала інтенсивного ерозійного розчленування, яке супроводжувалося пере- відкладанням алювію на нижчі терасові поверхні. Відбувалася перебудова плейстоценової гідромережі, зокрема долини р. Терєблї. Рівень четвертої надзапавної тераси на правобережжі р. Терєблї південніше с. Драгове в околицях с. Чумалева простежується вздовж сучасної долини р. Байлової, а нижче по течії р. Терєблї четверта тераса не спостерігається. Протягом плейстоцену переривчасті підняття супроводжувались зледенінням у горах. У долинах рік утворюються терасові рівні, що фіксують як розмах неотектонічних рухів, так і зміну кліматичних умов унаслідок чергування льодовикових і міжльодовикових періодів. Долини рік приурочені до поперечних і поздовжніх розломів. Долина р. Тиси успадкувала зону Припенінського поздовжнього розлому на ділянці між Тячевом і Хустом, долини головних поперечних рік Ріки, Терєблї, Терєсви, Апшиці приурочені до однойменних поперечних розломів.

Висновки. У сучасному періоді продовжуються диференційовані рухи, їх фіксують у деформаціях поздовжнього профілю низьких терас, відхиленні русел рік і обгинанні ними активних солянокупольних структур (р. Тиса поблизу Солотвини, р. Терєбля поблизу с. Терєблї). У розвитку сучасного рельєфу Солотвинської улоговини найголовніша роль належить ерозійно-аккумулятивній роботі рік і потоків, площинному змиву, лінійній (яркої) ерозії та зсувним явищам. Залежно від характеру екзогенних процесів, в улоговині можна виокремити такі види схилів: 1) обвальні-осипні; 2) зсувні; 3) слабкого та інтенсивного площинного змиву. Значне поширення зсувних процесів приурочене до Апшице-Терєсвинської височини і Терєблянського горбогір'я. У місцях розташування соляних штоків розвиваються солянокарстові форми, яким у їхньому розвитку сприяє і господарська діяльність людини.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

- Адаменко О. М. Позднемиоценовая микрофауна в красноцветных галечниках Закарпатья / О. М. Адаменко, Р. Ф. Адаменко, Г. М. Афанасьев [и др.] // Изв. Ан СССР. Сер. геол. – 1977. – № 4. – С. 67–74.
- Алферьев Г. П. Некоторые соображения о молодых движениях Карпат / Г. П. Алферьев // Труды Львов. геол. об-ва. – 1948. – Вып. 1. – С. 87–106.
- Андреева-Григорович А. С. Стратиграфія неогенових відкладів Закарпатського прогину / А. С. Андреева-Григорович, Л. Д. Понамарьова, М. Г. Приходько, В. М. Семененко // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2009. – № 2. – С. 58–70.
- Гофштейн И. Д. Неотектоника Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев : Изд-во АН УССР, 1964. – С. 182–183.
- Гофштейн И. Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гофштейн. – Киев : Наукова думка, 1995. – С. 84.
- Демедюк Н. С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат / Н. С. Демедюк. – Геоморфология. – Москва. –1982. – № 2. – С. 36–44.
- Кравчук Я. Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат / Я. Кравчук // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1975. – Вип. 9. – С. 93–95.
- Кравчук Я. Геоморфологія Передкарпаття / Я. Кравчук. – Львів : Меркатор, 1999. – 187с.
- Кравчук Я. Поверхні вирівнювання в Українських Карпатах: закономірності поширення, механізми формування, кореляція за генезисом і віком / Я. Кравчук // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2012. – С. 41–52
- Кравчук Я. Морфоструктура Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Фізична географія та геоморфологія. – 2014. – Вип. 1 (73). – С. 28–37.
- Кравчук Я. Морфоструктура Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій : зб. наук. праць. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. – С. 111–121.
- Кравчук Я. Рельєф Солотвинської улоговини Українських Карпат / Я. Кравчук, В. Чалик. – Львів : Вид. центр ЛНУ ім. Івана Франка, 2015. – 98с.
- Пиотровская Т. Ю. Неотектоника и выражение ее в рельефе Закарпатья (бассейн р. Тисы) : автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / Т. Ю. Пиотровская. – Москва, 1966.
- Спирidonов А. И. Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат / А. И. Спиридонов // Бюл. Моск. об-ва испытателей природы. Отд. геол. 1952. Вып. 1. – С. 12–20.
- Цысь П. Н. Полонинский пенеппен и денудационные уровни Советских Карпат / П. Н. Цысь // Геол. сб. – Вып. 4. – Львов: Изд-во ЛГУ, 1957. – С. 313–330.
- Цысь П.Н. Некоторые проблемы морфогенезиса Украинских Карпат / П. Н. Цысь // Геогр. сб. – Вып. 8. – Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1964.

- Чалык В. И. К образованию поверхностей выравнивания юго-западного склона Украинских Карпат / В. И. Чалык // Поверхности выравнивания. Иркутск: Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1970. – С. 98–100.
- Чалик В. І. Етапи розвитку рельєфу Солотвинської улоговини / В. І. Чалик // Вісник Львів. ун-ту. Сер. геогр. – 1971. – Вип. 6. – С. 43–47.
- Чалик В. І. Основні риси рельєфу і сучасні геоморфологічні процеси Солотвинської улоговини / В. І. Чалик // Географія і меліорація ґрунтів. – Львів : Вид-во Львів. ун-ту, 1974. – С. 97–104.
- Чалик В. І. Морфоструктурні особливості і сучасні геоморфологічні процеси в Солотвинській улоговині / В. І. Чалик // Географічні дослідження на Україні. – 1975. – Вип. 4. – С. 161–166.

REFERENCES

- Adamenko, O., Adamenko, R., Afanasev, H. et al. (1977) Pozdnyotsenovaia mykrofauna v krasnotsvetnykh halechnykh Zakarpattia. [Late Miocene microfauna in red pebbles of Transcarpathia]. In *Yzv. An SSSR. Ser. heol.*, 4, 67–74. (In Russian)
- Alferev, N. (1948) Nekotorye sobrazheniya o molodykh dvizheniyakh Karpat. [Some thoughts on the young movements of the Carpathians]. In *Trudy Lvov. heol. ob-va*, 1, 87–106. (In Russian)
- Andreieva-Hryhorovych, A., Ponamarova, L., Prykhodko, M., Semenenko, V. (2009) Stratyhrifiia neohenovykh vidkladiv Zakarpatskoho prohynu. [Stratigraphy of Neogene deposits of the Transcarpathian Depression]. In *Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn*, 2, 58–70. (In Ukrainian)
- Hofshtein, Y. (1964). *Neotektonyka Karpat*. [Neotectonics of the Carpathians]. Kyev: Yzd-vo AN USSR, 182–183. (In Russian)
- Hofshtein, Y. (1995). *Heomorfolohycheskyi ocherk Ukraynskykh Karpat*. [Geomorphological outline of the Ukrainian Carpathians]. Kyev: Naukova dumka, 84 s. (In Russian)
- Demediuk, N. (1982) Drevnye poverkhnosti vyravnyvaniya Ukraynskykh Karpat. [Ancient alignment surfaces of the Ukrainian Carpathians]. In *Heomorfolohyia*, Moskva, 2, 36–44. (In Russian)
- Kravchuk, Ya. (1975) Deiaki pytannia henezysu i viku poverkhon vyrivniuvannia Ukraynskykh Karpat. [Some questions of genesis and age of leveling surfaces of the Ukrainian Carpathians]. In *Visnyk Lviv. un-tu. Ser. heohr.*, 9, 93–95. (In Ukrainian)
- Kravchuk, Ya. (1999) *Heomorfolohiia Peredkarpattia*. [Geomorphology of Peredcarpathia]. Lviv: Merkator, 187 s. (In Ukrainian)
- Kravchuk, Ya. (2012) Poverkhni vyrivniuvannia v Ukraynskykh Karpatakh: zakonmirnosti poshyrennia, mekhanizmy formuvannia, koreliatsiia za henezysom i vikom. [Leveling surfaces in the Ukrainian Carpathians: patterns of distribution, mechanisms of formation, correlation by genesis and age]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukraynskykh Karpat i prylehlykh terytorii*, Lviv: Vyd. tsentr LNU im. Ivana Franka, 41–52. (In Ukrainian)
- Kravchuk, Ya., Chalyk, V. (2014) Morfostruktura Solotvynskoi ulohovyny Ukraynskykh Karpat. [Morphostructure of the Solotvyno Basin of the Ukrainian Carpathians]. In *Fizychna heohrafii ta heomorfolohiia*, 1 (73), 28–37. (In Ukrainian)
- Kravchuk, Ya., Chalyk, V. (2014) Morfostruktura Solotvynskoi ulohovyny Ukraynskykh Karpat. [Morphostructure of the Solotvyno Basin of the Ukrainian

- Carpathians]. In *Problemy heomorfolohii i paleoheohrafii Ukrainskykh Karpat i prylehlykh terytorii*. Lviv: Vyd. tsestr LNU im. Ivana Franka, 111–121. (In Ukrainian)
- Kravchuk, Ya., Chalyk, V. (2015) *Relief Solotvynskoi ulohovyny Ukrainskykh Karpat*. [Relief of the Solotvyno Basin of the Ukrainian Carpathians]. Lviv: Vyd. tsestr LNU im. Ivana Franka, 98s. (In Ukrainian)
- Pyotrovska, T. (1966) Neotektonyka y vyrazhenye ee v relefe Zakarpatia (bassein r. Tysy) [Neotectonics and its expression in the relief of Transcarpathia (basin of the Tisa river)]: avtoref. dys. kand. heol.-myn. nauk. Moskva. (In Russian)
- Spyrydonov, A. (1952) Denudatsyonniie y akumuliatyvniie poverkhnosty yuzhnoho sklona Ukraynskykh Karpat. [Denudation and accumulative surfaces of the southern slope of the Ukrainian Carpathians]. In *Biul. Mosk. ob-va yspitatelei pryrody. Otd. heol.*, 1, 12–20. (In Russian)
- Tsys, P. (1957) Polonynskiy penepelen y denudatsyonniie urovny Sovetskykh Karpat. [Poloninsky penepelen and denudation levels of the Soviet Carpathians]. In *Heol. sb.*, 4, Lvov: Yzd-vo LNU, 313–330. (In Russian)
- Tsys, P. (1964) Nekotoriie problemy morfohenezysa Ukraynskykh Karpat. [Some problems of the morphogenesis of the Ukrainian Carpathians]. In *Heohr. ob.*, 8, Lvov : Yzd-vo Lvov. un-ta. (In Russian)
- Chalyk, V. (1970) K obrazovaniyu poverkhnostei vyravnyvaniya yuho-zapadnoho sklona Ukraynskykh Karpat. [To the formation of surfaces of leveling of the southwestern slope of the Ukrainian Carpathians]. In *Poverkhnosty vyravnyvaniya*. Yrkutsk: Yzd-vo Syb. Otd. AN SSSR, 98–100. (In Russian)
- Chalyk, V. (1971) Etapy rozvytku reliefu Solotvynskoi ulohovyny. [Stages of development of the relief of the Solotvyno basin]. In *Visnyk Lviv. un-tu. Ser. Heohr.*, 6, 43–47. (In Ukrainian)
- Chalyk, V. (1974) Osnovni rysy reliefu i suchasni heomorfolohichni protsesy Solotvynskoi ulohovyny. [The main features of the relief and modern geomorphological processes of the Solotvyno basin]. In *Heohrafiia i melioratsiia gruntiv*, Lviv: Vyd-vo Lviv un-tu, 97–104. (In Ukrainian)
- Chalyk, V. (1975) Morfostrukturni osoblyvosti i suchasni heomorfolohichni protsesy v Solotvynskii ulohovyni. [Morphostructural features and modern geomorphological processes in the Solotvyno basin]. In *Heohrafichni doslidzhennia na Ukraini*, 4, 161–166. (In Ukrainian)