

УДК 551.4

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГІЧНИЙ АНАЛІЗ ПОЛОНІНСЬКО-ЧОРНОГІРСЬКИХ КАРПАТ

Я. Кравчук

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

Виконано детальний структурно-геоморфологічний аналіз з виділенням локальних морфоструктур четвертого–п'ятого порядків. Враховано поздовжньо-зональне і поперечно-блокове розміщення структурно-геоморфологічних елементів. Виділено морфоструктури з інверсійним рельєфом на структурах, які не характерні для карпатського стилю тектоніки.

Ключові слова: морфоструктурний аналіз, морфоструктури різних порядків, гірська група.

Під час вивчення морфоструктур гірських країн найчастіше застосовують геолого-тектонічні й геоморфологічні методи.

Геолого-тектонічні методи дають змогу визначити будову і потужність відкладів, роль складчастої і розривної тектоніки, та їхній вплив на формування рельєфу. Важливе значення в аналізі гірських морфоструктур має вивчення різного рангу розломів, насувів, флексур, з якими пов'язані лінійні морфоструктури – *лінеаменти*.

У разі морфоструктурного аналізу й складання морфоструктурних карт чітко розрізняють два підходи: типологічний і регіональний. За типологічним підходом виділяють, залежно від масштабу, форми й елементи рельєфу та їхні комплекси, що виникли на відповідних геологічних структурах. У випадку регіонального підходу ці комплекси (типи або підтипи рельєфу) отримують власні назви і нагадують карти геоморфологічної регіоналізації (районування) за морфоструктурним принципом. Переважно вони є основою карт геоморфологічного районування (одна або кілька морфоструктур певного порядку утворюють відповідні таксономічні одиниці).

Більшість дослідників гірських країн звертає увагу на гетерогенність морфоструктур орогенічних областей, які утворюють мозаїчну спайку морфоструктурних елементів різного віку і походження. П. Цись (1968) підтвердив це на прикладі Українських Карпат. Свідченням цього є багатоярусна їхня будова – наявність альпійського мезо-кайнозойського ярусу та давніших структурних елементів.

Морфоструктура Полонинсько-Чорногірського середньогір'я сформувалася на Внутрішній флішовій зоні покривів. З цією морфоструктурою (першого порядку) повністю збігається однойменна геоморфологічна область.

Найпотужніші покриви – Дуклянський, Поркулецький і Чорногірський – яскраво відображені в рельєфі, виділяючи карпатський (північно-західний–південно-східний) напрям багатьох орографічних елементів. Цей напрям переважно фіксований поздовжніми морфоструктурами нижчих порядків (третього, четвертого і п'ятого). У загальному морфоструктурному плані Полонинсько-Чорногірських Карпат чіткіше простежені поперечні масиви брилового типу, розділені глибокими долинами.

Поперечними регіональними морфоструктурами другого порядку є Полонинський хребет і Свидовецько-Чорногірський масив.

Полонинський хребет сформувався на трьох покритвах – Дуклянському, Поркулецькому і Магурському. За особливістю відкладів і деякими структурними відмінностями в Дуклянському покритві виділяють [6] три підзони (Стужицьку, Лужанську і Близницьку), у Поркулецькому – чотири (Чорноголовську, Тур'єполянську, Лисичевську і Білотисенську). Усі ці структурно-літологічні особливості так чи інакше відображені в рельєфі.

Поперечними морфоструктурами третього порядку в Полонинському хребті є масиви блокового типу, розділені глибокими долинами: *Полонина-Рівна*, *Полонина-Боржава* і *Полонина-Красна*.

Морфоструктура Полонини-Рівної займає межиріччя Ужа і Латориці–Вічі. Досить складна геологічна будова позначилася на рельєфі. У південно-західну частину масиву вузьким клином із північного заходу заходить Магурський покрив, у будові якого беруть участь відклади палеогенового флішу. Для покриття характерні [6] північно-східні (на Поркулецьку і Дуклянську) і південно-західні (на зону Пенінських стрімчаків) насиви.

Система поздовжніх насувів Поркулецького покриття розбита локальними розломами на окремі блоки, які нерівномірно насунуті на Дуклянську зону. Більшість цих розломів збігається з річковими долинами Латориці, Великої і Малої Піні, Туриці, Лютої, які на значній довжині мають ущелиноподібну форму.

Своєрідну будову має Стужицька підзона Дуклянського покриття, яка домінує в межах масиву Полонини-Рівної. У цій підзоні трапляються брахісинклінали, які не характерні для карпатського стилю тектоніки [6]. На цих брахісинкліналах сформувалися незгідні морфоструктури з інверсійним рельєфом. Зокрема, до них приурочений найвищий масив з вершиною Полонина-Рівна (1 479,7 м), у будові центральної частини якого беруть участь товстошаруваті й масивні пісковики лютської світи палеоцену, а також груборитмічний палеоцен-еоценовий фліш. По периметру брахісинклінали вузькою смугою відслонені верхньокрейдові відклади нижньо- і верхньоберезнянської підсвіт, представлені тонкоритмічним флішем і масивношаруватими пісковиками.

Південно-східніше цієї морфоструктури на межиріччі Великої і Малої Піні розміщена *Виженська інверсійна морфоструктура*, що сформувалася на Маловиженській брахісинкліналі (абсолютні висоти найвищих вершин 1 052,7 і 821,6 м). У будові підвищеної частини морфоструктури беруть участь товстошаруваті й масивні пісковики маловиженської світи олігоцену, а по периметру брахісинклінали відслонені чорні аргіліти і мергелі дусинської світи олігоцену і тонкоритмічний нерозчленований еоцен-олігоценовий фліш.

На межиріччі Ужа і Лютої зі Стужицькою зоною Дуклянського покриття пов'язана *морфоструктура хребта Яворника* (1 017 м), продовженням якої у південно-східному напрямі на лівобережжі р. Лютої є *морфоструктура Великого Рожданова* (г. Рогатець, 1 001 м; г. Мала Голиця, 1 184 м). В їхній будові провідну роль відіграє тонкоритмічний піщано-глинистий фліш еоцену і верхньо- та нижньоберезнянської підсвіт верхньої крейди.

Північно-східніше простягається ще один ланцюг хребтів північно-західного–південно-східного напрямі, в якому виділяють локальні *морфоструктури Красивої* (1 036 м) і *Лютянської Голиці* (1 374 м). І, нарешті, третій ланцюг карпатського напрямі простягається вздовж межі із зоною Кросно (Верховинсько-Вододільна область) від долини р. Уж до долини р. Латориці. Тут виділяють *морфоструктури Чертежа–Студниці* (1 033 м), *Гострої Гори* (1 405 м) і *Широкого Мунчелу* (1 102 м).

Для всіх цих хребтів і масивів характерна асиметрична будова – крутіші північно-східні схили (20–27°). Особливо яскрава асиметрична будова простежена у *морфоструктурах Чертежа–Студниці, Гострої Гори і Широкого Мунчелу*, північно-східні схили яких збігаються з насувом Дуклянського покриву на зону Кросно.

Характер рельєфу південно-західної частини масиву Полонини-Рівної пов'язаний з Чорноголовською і Тур'єполянською підзонами Поркулецького покриву. *Чорноголовська морфоструктура* займає межиріччя потоку Великий-р. Лютої-р. Туриці, у будові якої домінує верхньокрейдово-палеогеновий фліш; регіональним розломом у долині р. Туриці відділена від *Тур'єполянської морфоструктури*, яка займає межиріччя Туриці–Шипоту–Великої Піні. У будові цієї території переважає тонкоритмічний і строкатий палеоцен-еоценовий і олігоценний (турицька світа) фліш, а також чорні аргіліти і мергелі з прошарками пісковиків дусинської світи (олігоцен). Такий літологічний склад порід сприяв інтенсивному розчленуванню цих масивів численними притоками рік Лютої, Туриці, Ужа, Тур'ї, Шипоту, Великої Піні й створенню типового низькогірного рельєфу з абсолютними висотами 500–800 м. Максимальні висоти у Чорноголовській морфоструктурі досягають 899,4 м (г. Діл-Ольшинський), у Тур'єполянській – 826 м (пів-денніше с. Липовець).

Густота горизонтального розчленування досягає 1,0–1,5 км на 1 км², вертикальне розчленування – від 300 до 600 м. О. Спиридонов (1952) і П. Цись (1957) вирівняні пригребеневі поверхні з відносними висотами 500–650 м зачисляли до останців денудативної поверхні верхньосарматського (передмеотичного) віку.

На межиріччях Малої Піні–Латориці та Латориці–Вічі Стужицька підзона Дуклянського покриву звужена, у її будові провідну роль відіграє груборитмічний і строкатий піщано-глинистий палеоцен-еоценовий фліш. У південній частині цих межирічч домінує груборитмічний фліш верхньої крейди–палеогену і тонкоритмічний – верхньої крейди. Карпатський напрям морфоструктур майже не простежений і через це обидва межиріччя виділені як поперечні морфоструктури блокового типу: *Латорице – Мало-Пінська і Віче–Латорицька*. Вузькі хребти простягаються у меридіональному напрямі й круто обриваються до вузьких ущелиноподібних долин. Максимальні абсолютні висоти досягають 1 054 м на межиріччі Латориці–Малої Піні й 1 095 м (г. Бозево) на межиріччі Латориці–Вічі.

До масиву Полонини-Рівної зачисляємо і *Стужице–Стинківську морфоструктуру* на правобережжі р. Ужа з максимальними абсолютними висотами 1 130,7 (г. Черемха) і 1 019,4 м (хребет Стинка). У будові масиву домінують відклади березнянської світи верхньої крейди, які чергуються з еоценовим і олігеновим флішем.

На правобережжі р. Ужа виділяють *також морфоструктури Настежу й Ужської Горнатини*, які продовжуються на території Словаччини. Низькогір'я сформувалося на структурах Дуклянського і Магурського покривів, абсолютні висоти на території України не перевищують 500–700 м.

Морфоструктура Полонини-Боржави займає межиріччя Вічі і Ріки. З цим масивом блокового типу пов'язані максимальні абсолютні висоти Полонинського хребта. У північно-східній частині масиву розміщений монолітний хребет північно-західного–південно-східного напрямку протяжністю понад 40 км, який розпочинається на лівобережжі р. Вічі вершиною Томнатик (1 343,8 м) і закінчується на правобережжі р. Ріки хребтом Палений Грунь (1 038,5 м). Найвищі вершини приурочені до північно-західної частини хребта Полонини-Боржави (г. Великий Верх, 1 598 м), а також до його південно-західного відгалуження (г. Стей, 1 681,5 м). У південно-східному напрямі хребет

поступово звужується й абсолютні висти зменшуються (г. Магура-Жиде, 1 516,8 м; г. Граб, 1 378,0; г. Кук, 1 361,0; г. Волосянка, 1 233,5 м). На цьому відрізку хребта добре виражена асиметрія. Крутість північно-східних коротких схилів, які сформувалися вздовж насуву Дуклянського покриву на зону Кросно (Воловецько-Міжгірська верховина), досягає 25° а місцями й більше.

Від головного хребта відходять численні відгалуження, переважно південного і південно-західного напрямів. Велика густота горизонтального розчленування притоками Ріки, Боржави, Вічі сприяла формуванню невеликих відокремлених масивів і хребтів, які мають карпатське і широтне простягання.

Таке розчленування рельєфу, а також форма хребтів, пов'язані зі структурно-літологічними особливостями. На межиріччі Боржави і Ріки виклинює Стужицька підзона Дуклянського покриву і з'являється звужена Лужанська підзона, для якої характерні вузькі луски, складені нижньокрейдовими відкладами (шипотська і поркулецька світи), а також розвиток піщаних фацій верхньокрейдових відкладів.

У північно-західній частині масиву Полонини-Боржави, східніше долини р. Вічі, у верхів'ях р. Боржави чітко виділена поздовжня *морфоструктура Великого Верху*. Вона сформувалася на звуженій ділянці Стужицької підзони Дуклянського покриву, для якої характерне домінування груборитмічного палеоцен-еоценового і тонкоритмічного верхньокрейдового флішу. Вузькою смугою у пригребеневій частині виділені відклади березнянської світи верхньої крейди.

Морфоструктура Великого Верху, як частина хребта Полонини-Боржави, з північного заходу на південний схід фіксована вершинами Темнатик (1 344 м), Великий Верх (1 598), Магура-Жиде (1 517), Ополонок (1 171,4 м). Круті й короткі північно-східні схили збігаються з насувом Стужицького покриву на зону Кросно.

Продовженням морфоструктури Великого Верху у північно-східному напрямі є *морфоструктура Куку-Паленого Груню*, що сформувалася на контакті насуву Лисичевської підзони Поркулецького покриву на Лужанську і Стужицьку (яка тут виклинює) підзони Дуклянського покриву. У будові хребта беруть участь відклади верхньої крейди і палеогену.

Хребет поступово звужується у південно-східному напрямі. У цьому ж напрямі зменшуються й абсолютні висоти (г. Кук, 1 361,0 м; г. Волосянка, 1 233,5; г. Коротиче, 1 162,0; г. Скеля – хребет Палений Грунь, 1038,5 м).

У північно-західній частині Полонини-Боржави розміщений масив з горою Стій (1 681,5 м), який є південно-західним відгалуженням Великого Верху. *Стійська морфоструктура* сформувалася на контакті Лисичевської підзони Поркулецького покриву і Стужицької підзони Дуклянського покриву, де переважають верхньокрейдові й палеоцен-еоценові відклади. Від куполоподібної вершини г. Стій у різних напрямках відходять відроги з вершинами Іволово (1 415,4 м), г. Зенева (1 365,0), Ерсавка (1 260,0) та ін. З півночі морфоструктура розчленована притоками р. Оси, з півдня – притоками р. Ждимиру (Чистий Звор), зі сходу – притоками Великого Звору (верхів'я р. Боржави).

Південніше Стійської морфоструктури на межиріччі Вічі й Боржави розміщена *морфоструктура Магури-Щавини*. Невеликі хребти карпатського (з вершинами Брдо (814,0 м) – Жлобки (815,6)) і широтного (Менчелик (915), Лиса (751 м)) простягання, а також окремі масиви (з вершинами Магура (1 088,6 м) і Щавина (956,4 м)) сильно розчленовані (густина горизонтального розчленування досягає 2,0–2,5 км/км²). Це пов'язано з великою строкатістю відкладів нижньої і верхньої крейди (білотисенська і су-

хівська світи) та масивношаруватих пісковиків терешовської світи палеоцену і нерозчленованого крейдово-палеогенового флішу.

Південну частину межиріччя Боржави–Вічі в межах масиву Полонини-Боржави займає *Дусинська напівобернена морфоструктура*, яка сформувалася на однойменній брахісинкліналі. В її будові беруть участь мергельні бітумінозні товщі олігоцену (дусинська світа), що поступово змінені товщами пісковиків маловиженської світи [6].

У рельєфі структури відповідає низькогірне пасмо (найвищі вершини г. Погар (792 м), г. Бугова (589,5 м)) і долина р. Дусинки.

У південній і південно-східній частинах масиву Полонини-Боржави домінують поперечні морфоструктури, які займають межиріччя рік, переважно близького до меридіонального простягання.

На межиріччі Боржави–Кушниці майже в меридіональному напрямі від хребта Полонини-Боржави простежено відгалуження з вершинами Великий Ожинянець (1 142 м), Ленець (1 078), Серновець (865), Кичера Росушка (977 м). Межиріччя Кушниці–Броньки займає *морфоструктура Толяного–Тису*. Абсолютні висоти на межиріччі коливаються в межах 500–900 м. Унаслідок великого горизонтального розчленування виділяють безліч виокремлених невеличких масивів з куполоподібними вершинами – г. Лубляна (910 м), г. Яворово (802), г. Тис (835), г. Ясенева (747 м) та ін. Від г. Кук відходить хребет Толяний меридіонального напрямку з дуже крутими східними схилами (до долини р. Боржави).

Подібний рельєф характерний для *морфоструктури Водиці–Ястремле*, що на межиріччі Броньки–Чеховця. Виокремлені невеликі масиви й окремі вершини мають абсолютні висоти від 600 до 1 000 м (г. Водиця – 1 027 м; Кичерана – 900; г. Ясенє – 881; г. Ястрабле – 878; г. Слонова – 673; г. Росушни – 596 м).

Крайню південно-східну частину масиву Полонини-Боржави на межиріччі Чеховця–Ріки займає *морфоструктура Ясинівки*. На півдні морфоструктура межує зі смугою мармароських стрімчаків (Вежанська тектонічна підзона). Максимальні абсолютні висоти зосереджені на вододілі (г. Ясинівка, 1 004,6 м; г. Кичера, 949,8 м). У Лисичевській підзоні в межах цієї морфоструктури домінують верхньокрейдові й палеоценові відклади.

Для всіх морфоструктур на межиріччі Боржави і Ріки, які сформувалися на структурах Лисичевської підзони Поркулецького покриву, характерна наявність системи поздовжніх насувів і поперечних скидо-здвигов. Тому підзона розчленована на декілька лусок [6] з чіткою північно-східною вергентністю. Саме цим можна пояснити велику розчленованість території поздовжніми і поперечними ріками й потоками. Проте в цьому разі по невеликих масивах з куполоподібними вершинами переважає карпатський напрям морфоструктур. Такі смуги фіксовані вершинами Тис (835,0 м), Ясенне (880,8), Ястрабле (878,0 м), Ясинівка (1 000,6 м).

Морфоструктура Полонини-Красної займає південно-східну частину Полонинського хребта між долинами рік Ріки і Тересви. Як і в попередніх двох поперечних блокових морфоструктурах, максимальні абсолютні висоти зосереджені в північній частині.

Масив сформувався на структурах Лужанської і Близницької підзон Дуклянського покриву, а також найбільше звуженої частини Поркулецького покриву (Білотисенська і Лисичевська підзони).

Для Лужанської підзони (ширина не більше 5–7 км) характерні дуже вузькі луски шипотської і поркулецької (строкатої) світ, а також розвиток верхньокрейдових відкла-

дів у піщаних фаціях. Близницькій підзоні притаманний розвиток глинистих відкладів верхньої крейди і досить похилих великих складок [6].

На межиріччі Ріки і Терєблі у крайній північно-західній частині масиву сформувалася *морфоструктура Мерші–Тапешу*. В будові морфоструктури бере участь грубо-ритмічний верхньокрейдний і палеоценовий фліш, а також грубий піщано-глинистий фліш вільшанської світи. Цю частину Дуклянського покриву іноді виділяють у самостійну Вільшанську підзону [6].

У рельєфі морфоструктура представлена двома компактними масивами: Мерші (1 319,7 м) і Тапешу (1 326,5 м), які сильно розчленовані численними притоками Ріки й Терєблі. Максимальні відносні висоти до русел Терєблі й Ріки досягають 800–1 000 м. Короткі північно-східні і східні схили круто обриваються до долини р. Терєблі. У південному напрямі від хребта Мерш і г. Тапеш відходять численні відроги. Один з них, від г. Тапеш, переходить у *хребет Бовцарського Верху* на межиріччі Ріки й Терєблі.

Морфоструктурі притаманні круті західні й східні схили до долин Ріки і Терєблі. Відносні висоти досягають 500–600 м, максимальні абсолютні висоти – 800–1 000 м.

На переважній частині межиріччя домінують відклади нижньої і верхньої крейди: білотисенська, сухівська і терешовська світи Лисичевської підзони Поркулецького покриву.

У північно-східній частині масиву на межиріччі Терєблі й Терєсви є хребет Красна карпатського простягання, який з північного заходу на південний схід фіксований вершинами Квасний Верх (965,0 м), Топас (1 548,7), Сигланський (1 563,8), Гропа (1 495,6), Климова (1 492,0), Угорська (1 294,0 м).

Сформувалася *морфоструктура Топсу–Сигланського* переважно на структурах Близницької підзони Дуклянського покриву, для якої характерне переважання відкладів верхньої крейди і потужних товщ палеогену у великих складках. Розміщена південніше Лужанська підзона цього ж покриву має невелику ширину (5–7 км) з домінуванням вузьких лусок, у будові яких беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди і піщанисті фації верхньокрейдних відкладів.

Північно-східні схили хребта розчленовані багатьма притоками рік Мокрянки і Бродольця (Прислоп, Сигланський, Климавець, Скороховатий, Занева, Чорний, Бобрика та їхні притоки), які мають круті (18–23°) і дуже круті (понад 25°) схили. Більшість цих потоків селенебезпечна.

Південно-західні, набагато довші, схили також сильно розчленовані верхів'ями рік Лужанки, Терєшілки, Красної. Поміж головними потоками розміщені численні відроги від головного хребта, переважно південно-західного напрямку.

Пригребеневі похилувипуклі поверхні головного хребта місцями досягають ширини 500–1 000 м і більше. Над ними підносяться куполоподібні вершини з відносними перевищеннями до 50–100 м. Більшість дослідників ототожнює ці поверхні з найдавнішою поверхнею вирівнювання.

У південній частині масиву Полонини-Красної простежено смугу невеликих хребтів і окремих вершин у карпатському напрямі, сильно розчленованих долинами рік Малої і Великої Угольок, Лужанки і Терєшілки та їхніх приток. На межиріччі Терєблі й Терєсви – це масив Манчулу (1 501,0 м), Іванів Звор (1 068,9), Полонина Гора (1 047,0), Діл Гробост (1 114,0), Гробост (1 096,0), Рівни (1 089,0), Мала Кобила (1 032,0 м). Долинами меридіонального напрямку територія розділена на окремі блоково-брилові морфоструктури.

Серед них на межиріччі Терєблї–Лужанки особливо чїтко видїлена *морфоструктура Манчулу*, яка сформувалася на контактї насуву Лисичевської пїдзони Поркулецького покриву на Лужанську пїдзону Дуклянського покриву. Від масиву з найвищими вершинами Манчул (1 501 м) і Кїнець Манчулу (1 343 м) радїально відходять верхів'я численних потоків, через що морфоструктура в центральній частинї має вигляд кільцевої. Багато потоків у полонинській частинї масиву беруть початок з досить потужних джерел.

Південно-схїднїше, на межиріччі Лужанки–Терешїлки–Терєсви, розмїщена *Терешовська морфоструктура* з оберненим (їнверсійним) рельєфом. Вона сформувалася на єдинїй у Бїлотисенській пїдзонї Поркулецького покриву брахїсїнкїналі [6], у будовї якої беруть участь верхньокрейдовї відклади, що залягають без слїдів перерви на нижньокрейдових. У переважно низькогїрному рельєфї – це комплекс невеликих масивів і окремих вершин, відокремлених один від одного річковими долинами. Серед них видїляють такї: Мала Кобила, Рївний, Гробост, Полоника гора, Перехрєстя Терешївське (841 м), Сухарї (982), Долуц (888 м).

Крайню південно-схїдну частину масиву Полонини-Красної помїж долинами рїк Терєблї й Лужанки займає *Угольська морфоструктура*. У будовї морфоструктури бере участь переважно дрібноритмічний флїш нижньої і верхньої крейди (бїлотисенська і сухївська свїти), а також масивно-шаруватї пїсковики з аргїлітами терешовської свїти палеогену (Лисичевська пїдзона Поркулецького покриву). Південнїше вузькою смугою простежено відклади карбонатно-теригенного флїшу рахївської свїти Рахївського покриву, на якї з пївдня насунута Вежанська пїдзона Мармароських стрїмчаків. Рїзноманїття лїтологїчного складу порїд, наявнїсть розривних дислокацїй рїзних напрямів сприяли їнтенсивному горизонтальному розчленуванню Угольської морфоструктури: долинами Малої і Великої Угольок вона роздїлена на локальнї морфоструктури нижчого порядку. У рельєфї цї невеликї масиви фіксованї вершинами Товстий Грунь (1 100,0 м)–Вежа (933,5 м), Перехрєстя Угольське (1 096,0 м)–Погар (951,0 м), Пригод (861,0 м)–Пригодище (859,7 м).

Свидовецько-Чорногїрський гїрський масив утворився на Чорногїрському, Дуклянському, Поркулецькому і Рахївському покривах Внутрїшнїх флїшових Карпат. У межах Свидовецько-Чорногїрського масиву видїляють три блоковї морфоструктури третього порядку: *Свидоївецьку, Чорногїрську і Гриняви–Лосової*.

Гїрська група Свидївця сформувалася переважно на Дуклянському (Лужанська і Близницька пїдзони) і Поркулецькому (Бїлотисенська пїдзона) покривах. Частково у півнїчно-схїдну частину масиву заходить Чорногїрський покрив (Яловичорська, або Говерляньська, пїдзона), а в південно-схїдну – Рахївський покрив. Короткї крутосхїловї хребти, якї утворилися на схїлах дислокованого альпїйського рельєфу, фрагменти поверхонь вирївнювання, глибокї, мїсцями ущелиноподїбнї долини створюють своєрїдний геоморфологїчний краєвид.

Найбїльшї абсолютнї висоти зосередженї в півнїчній частинї гїрської групи на хребтах Свидовець, Апшинець і Урду-Флавантуч (г. Унгаряська, 1 707,8 м; г. Догаєська, 1 761,7 м; г. Котел, 1 770,8 м; г. Близниця, 1 882,0 м).

Пїд час аналізування рельєфу гїрського масиву Свидївця чїтко простежено вїдмінностї в рельєфї півнїчної і південної частин. Через це його можна роздїлити на два меншї морфоструктурнї масиви: Свидовецько-Апшинецький і Косївсько-Шопурський. У Свидовецько-Апшинецькому масивї зосередженї найвищї хребти, якї мають переважно витриманий карпатський напрям. У Косївсько-Шопурському масивї морфоструктурнї

елементи четвертого-п'ятого порядків мають меридіональний напрям – паралельні пасма розміщені на межиріччях Тиси–Косівської–Середньої–Крайньої Ріки (Малої Шопурки)–Тересви.

У північній частині Свидовецького масиву виділена потужна *морфоструктура четвертого порядку Свидівця–Флавантучу*. Ця морфоструктура сформувалася переважно на Близницькій зоні Поркулецького покриву, у будові якої беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди, яловицької і тростянецької світ верхньої крейди, а також потужно розвинуті палеогенові відклади аж до верхнього еоцену [6]. У північно-східну частину морфоструктури заходить Яловичорська підзона Чорногірського покриву, побудована крейдовим флішем.

Головний хребет нагадує дугу, випуклий центр якої спрямований на північний схід. Саме в цьому напрямі Близницький покрив насунений на зону Кросно. На заході хребет починається невеликим масивом з горою Темпа (1 634 м), на північний захід від якої відходить відгалуження з вершинами Шпанська (1 458,6 м) і Стоги (1 378,0 м), а на південний захід – хребет Шанта. Масив розчленований верхів'ями р. Яблуниці, а також численними лівими притоками р. Тересви (Плайський, Озорел та ін.). Поміж долинами цих приток виокремились невеликі масиви блокового типу з дуже крутими схилами (Кінець, 1 302,6 м; Вулшан, 1 181,4 м та ін.). Орографічно і структурно-літологічно з масивом Темпи пов'язані розміщені східніше масиви Великої Куртяськи (1 621 м) і Малої Куртяськи (1 644 м), які з півдня розчленовані верхів'ями Крайньої Ріки, а з півночі – верхів'ями Яблуниці.

Для цієї ділянки головного хребта характерні широтна орієнтація, добра збереженість фрагментів найдавнішої поверхні вирівнювання, слабо збережені сліди плейстоценового зледеніння на північно-західних схилах. Досить помітні відмінності у геоморфологічній будові дають підстави виділити тут *морфоструктуру п'ятого порядку Темпи–Куртяськи*.

Східніше (від г. Унгаряськи, 1 708 м) головний хребет має типовий карпатський напрям (хребти Свидовець з вершинами Трояська (1 702,6 м), Догаська (1 762 м) та Апшинець з вершиною Котел (1 771 м)). Хребет Флавантуч від г. Стіг (1 704 м) дещо змінює напрям на південь–південний схід. Тут розміщена найвища вершина Свидовецького масиву – г. Близниця (1 881 м).

У цих хребтів чітко виражена асиметрична будова: північно-східні й східні схили дуже круті, часто з урвищними стінками численних карів, короткими відгалуженнями від головного гребеня. Схили південної орієнтації похиліші, відгалуження плавно переходять у межиріччя хребти, по яких добре простежуються фрагменти давньої поверхні вирівнювання.

На північно-східних і східних схилах хребта у верхніх частинах басейнів потоків Турбатського, Апшинця, Станіслава, Свидівця добре збереглися сліди двох плейстоценових зледенень, а в пригребеневій частині – найдавнішої поверхні вирівнювання. Характер рельєфу цієї ділянки хребта також зумовлений структурно-літологічними особливостями, зокрема переважанням тут середньо- і дрібноритмічного флішу. Все це дає підстави виділити її як *морфоструктуру п'ятого порядку Унгаряськи–Близниця*.

У Косівсько-Шопурському масиві морфоструктурні елементи четвертого-п'ятого порядків мають меридіональний напрям. Паралельні пасма займають межиріччя Тересви–Малої Шопурки (Крайньої Ріки), Малої Шопурки–Середньої, Середньої–Косівської, Косівської–Тиси.

Межиріччя Тересви–Крайньої Ріки (Малой Шопурки) займає *морфоструктура Апецької* з максимальними абсолютними висотами 1 512 м (г. Апецька) і 1 386 м (г. Красни Грунь). Ця морфоструктура сформувалася на структурах Білотисенської підзони Поркулецького покриву, у будові якої переважає нижньокрейдний тонкоритмічний глинистий фліш з пачками масивних пісковиків і лінзами конгломератів білотисенської світи, а також товсторишні піщаний фліш буркутської світи (Глушко, 1986). У північній частині морфоструктури, на контакті насуву Білотисенської підзони на Лужанську підзону Дуклянського покриву, у будові масиву Апецької беруть участь відклади шипотської світи нижньої крейди і яловецької світи верхньої крейди.

Домінування тонкоритмічного флішу сприяло інтенсивному розчленуванню території. Від найвищого масиву з вершиною Апецька в усіх напрямках відходять численні відгалуження. З півночі і заходу масив розчленовують притоки Тересви–Тиховець, Пасічний, Дубовець, з півдня – верхів'я Середнього і Великого Плавуцу, зі сходу – численні короткі праві притоки Крайньої Ріки. Схили переважно круті й дуже круті, особливо в долинах потоків. Привододільні похилі, місцями рівні поверхні, фіксують рівень давньої поверхні вирівнювання.

Морфоструктура Курпеня–Опреші займає межиріччя Крайньої (Мала Шопурка) і Середньої Рік. Межирічний хребет з півночі на південь фіксований вершинами Курпень (1 406 м), полонина Бичків (1 478), г. Опреша (1 481), хребет Довгий (1 309), г. Плешка (1 214 м). У будові морфоструктури, як і попередньої, домінує Білотисенська підзона Поркулецького покриву. У північній частині Лужанська підзона звужена до 4–5 км і на лівобережжі р. Середньої виклинює, її перекриває Білотисенський покрив. У південній частині межиріччя вузькою смугою простежено відклади Рахівського покриву.

Межиріччя сильно розчленоване короткими притоками і зворами. Крутість схилів часто перевищує 25° (північні схили г. Дямон, 1 282 м; східні схили г. Плешки; хребет Репосул та ін.). На північно-західних схилах хребта Довгого і південно-східних г. Плешки, а також у басейні потоку Довгого трапляються задерновані й активні яри. Привододільні масиви Курпеня, Опреші та інші фіксують рівень поверхні вирівнювання.

Морфоструктура Менчулу займає найвужче межиріччя в південній частині масиву Свидівця–Середньої і Косівської. За абсолютними висотами вона найнижча серед чотирьох межирічних морфоструктур. Зафіксовано досить різкий спад абсолютних висот від Веденської Полонини на південь (г. Менчул Малий, 1 379,5 м; г. Гребочель, 1 137,6; г. Гадоб, 1 142,0). Переважна частина межиріччя сформована на Білотисенській підзоні Поркулецького покриву, однак досить помітна роль на півдні Рахівського покриву з домінуванням темно-сірого теригенно-карбонатного флішу. Дуже вузький гребінь на межиріччі також фіксує рівень давньої поверхні вирівнювання.

У *морфоструктурі Старої–Терентину* на межиріччі рік Косівської і Тиси найповніше представлені фрагменти давньої поверхні вирівнювання. Найвищу поверхню вирівнювання І. Гофштейн [1, 2] назвав поверхнею Урду (від назви хребта, який простягається у меридіональному напрямі на цьому межиріччі з абсолютними висотами 750–900 м), а з відносними висотами 500–600 м – Підполонинською поверхнею.

Пригребенева поверхня морфоструктури фіксована вершинами 1 471,7 м (г. Стара), 1 422,0, 1 336,5 м (полонина Довжина), 1 388,0 м г. Терентин). Північна і центральна частина межиріччя сформована на Поркулецькому покриві (Білотисенська підзона), південна – на Рахівському, який тут досягає найбільшої ширини (до 7 км).

Структурно-літологічні особливості сприяли інтенсивному горизонтальному розчленуванню. Глибина розчленування численними притоками досягає 400–500 м, а до долини р. Тиси від головного хребта – 700–800 м.

Чорногірський масив займає межиріччя Тиси–Чорного Черемошу і є найвиразнішою поперечною бриловою морфоструктурою Полонинсько-Чорногірських Карпат. Він сформувався на найскладнішій структурно-літологічній ділянці Внутрішнього флішового покриву. Найпотужніше представлений Чорногірський покрив (Скупівська і Яловичорська підзони). Дуклянський покрив простежений вузькою смугою Близницької підзони, яка перекрита насувом Білотисенської підзони Поркулецького покриву. У масиві г. Петрос Білотисенський покрив повністю перекрив Близницький, утворивши тектонічний напівостанець, де амплітуда горизонтального переміщення становить 8 км [6]. У південно-західній частині Чорногірського масиву простежено Рахівський покрив, амплітуда переміщення його на Поркулецький покрив становить близько 10 км.

Таке структурно-літологічне різноманіття позначилося на рельєфі масиву. Морфоструктури четвертого-п'ятого порядків у північно-східній, найвищій, частині масиву збігаються з тектонічними елементами карпатського простягання. Головний хребет Чорногори з вершинами Говерла, Ребра, Бребенескул, Чорна Гора (Піп-Іван Чорногірський) приурочений до Яловичорської підзони, у будові якої переважно беруть участь пісковики чорногірської світи.

Північно-східніше простежено ще дві смуги хребтів, приурочені до потужних монокліналей, які по прямих лініях насунені одна на одну. Домінує тут Скупівський покрив, складений крейдово-палеогеновим флішем і насунений на зону Кросно.

На південь і південний захід від головного хребта в басейні Білої Тиси переважають морфоструктури, які сформувалися на Білотисенській підзоні Поркулецького покриву. У їхній будові бере участь потужна товща аргілітів, алевролітів і пісковиків білотисенської і буркутьської світ нижньої крейди. Такий характер відкладів сприяв інтенсивному розчленуванню території численними притоками Білої Тиси, переважно меридіонального напрямку, які розділили правобережжя і лівобережжя на окремі невеликі масиви блокового типу.

У північно-східній частині масиву, вздовж контакту із зоною Кросно (Ворохтинське низькогір'я), розміщена *морфоструктура Кукулю–Костричу*, приурочена до Скупівської підзони Чорногірського покриву, у будові якої провідну роль відіграють масивні пісковики та сірий середньоритмічний фліш скупівської світи, а також масивні пісковики та ритмічний сірий і строкатий фліш топільчанської і пробійненської світ (середній і верхній еоцен) та груборитмічний фліш гнилецької світи (палеоцен-еоцен).

Досить монолітний хребет зафіксовано з північного заходу (край Ясінянської улоговини) вершинами Верх-Дебри (1 237 м), Під-Бірдо (1 388), Кукуль (1 539), Костриця (1 586), Кострич (1 544), Красник (1 287 м). На всій довжині північно-східні схили крутим, майже прямолінійним, уступом обриваються до Ворохтинського низькогір'я, збігаючись з лінією насуву Скупівського покриву на кросненські відклади.

Розміщена південно-західніше друга смуга невеликих хребтів і масивів утворює *морфоструктуру Козмеськи–Мариша–Скорушного*, яка сформувалася на контакті Скупівського і Яловичорського покривів. Для першого характерне домінування палеоцен-еоценового флішу, для другого – чергування вузьких смуг шипотської (нижня крейда), яловецької і чорногірської світ (верхня крейда). Через такі структурно-літологічні особливості морфоструктура простежена не суцільним хребтом, а окремими масивами і невеликими хребтами. У північно-західній частині морфоструктура проходить через вер-

шини Конса (1 211 м), Велика Козмеська (1 572), Хеде (1 325), Мала (1 452), Мариш (1 567 м). Велика густота річкової мережі в басейнах Бистреця і Дземброні розділила морфоструктуру на дрібні малопомітні масиви, серед яких виділені масив Косарища (1 148 м) і Степанського (1 122 м). У південно-східній частині морфоструктури найліпше простежено вузький хребет з найвищою вершиною Скорушний (1 552 м).

Для морфоструктури, крім великої густоти горизонтального розчленування поздовжніми і поперечними долинами, характерна наявність слідів акумулятивної діяльності давніх зледенень.

Найпотужнішою поздовжньою морфоструктурою в Черногірському масиві є *Говерлянська*. Найвищий хребет Українських Карпат з північного заходу (від верхів'їв Пруту і Лазещини) на південний схід (до долини Чорного Черемошу) фіксований вершинами Говерла (2 061 м), Пожижевська (1 822), Туркул (1 933), Ребра (2 001), Гутин-Томнатик (2 016), Бребенескул (2 036), Мунчел (1 998), Дземброня (1 878), Чорна Гора (2 020), Шурин (1 773 м). Сформувався хребет на Яловичорському покриві, в будові якого провідну роль відіграють товстошаруваті й масивні пісковики черногірської світи. У південно-східній частині, а також на контакті з Близницькою підзоною Дуклянського покриву і Скупівською підзоною Черногірського покриву простежено смуги переважно аргілітів та алевролітів шипотської та яловецької світи.

Морфоструктура пов'язана з піднятим поперечним блоком ще дофлішової поверхні. У привододільній частині хребта є рівень найдавнішої поверхні вирівнювання. На схилах добре збереглися форми рельєфу, створені плейстоценовими зледеніннями.

Серед морфоструктур південно-західної частини Черногірського масиву найяскравіше виділена *морфоструктура Петросу*. Ця морфоструктура сформувалася на найбільшому в Українських Карпатах напівостанці – потужному насуві Білотисенського покриву на Близницький. Уважають [6], що амплітуда горизонтального переміщення становить 8–12 км. Із північно-східним краєм насуву пов'язаний найвищий хребет карпатської орієнтації, зафіксований вершинами Петрос (2 020,0 м) і Какараза (1 558,7 м). У південно-західному напрямку від г. Петрос відходить звивистий хребет з численними відгалуженнями, на якому найпомітніші вершини 1 757,0 м (полонина Гарманеска) і 1 688,7 м (г. Шешул).

У будові масиву переважають пісковики буркутської і білотисенської світи нижньої крейди. У північній частині масиву простежена вузька смуга черногірських пісковиків, у західній частині масиву, що прилягає до долини Тиси, – аргіліти з прошарками пісковиків і туфопісковиків тростянецької світи (верхня крейда).

Масив з півночі розчленований верхів'ями р. Лазещини та її приток (Студений, Лопушанка), із заходу – притоками Тиси (Кевеле, Красиленка, Ситний та ін.), з півдня – верхів'ями Павлика і Богдана (притоки р. Білої Тиси). Переважають круті й дуже круті схили (понад 25°), особливо у пригребневих частинах і в долинах потоків. Північні й північно-східні схили біля г. Петрос – урвищні, із давньольдовиковими формами рельєфу.

Морфоструктура Штев'єри–Сеглина–Менчилу розміщена між Петроським масивом на півночі, долиною р. Біла Тиса на півдні, долиною р. Тиси на заході і долиною р. Говерли на сході. Масив долинами річок Павлика, Богдана і Говерли розділений на три блоки – морфоструктури нижчого порядку. На всіх межиріччях добре простежені хребти меридіонального напрямку з численними невеликими відгалуженнями до долин річок. Абсолютні висоти знижуються у південному і західному напрямках. Максимальні зосереджені на межиріччі Богдана–Говерли (вершини Менчилу (1 588 м) на півночі й

Переслип (1 155 м) на півдні). На межиріччі Богдана–Павлика – г. Сеглин (1 436 м) і г. Млаки (1 186 м), на межиріччі Павлика–Тиси – г. Штев'єра (1 242 м). Відносні висоти коливаються в межах 400–700 м.

Сформувалася морфоструктура на розширеній ділянці Білотисенської підзони Поркулецького покриву, у будові якої беруть участь відклади білотисенської і буркутської світ нижньої крейди.

На лівобережжі Білої Тиси розміщена *морфоструктура Перехресту*, яка з півночі й сходу обмежена долиною Білої Тиси, а з південного заходу і заходу – долиною Шаула. Як і попередня морфоструктура, сформована на Білотисенському покриві. Найпомітніший у рельєфі вузький, звивистий хребет з переважним карпатським напрямом розпочинається на кордоні з Румунією г. Корбуль (1 696 м). У північно-західному напрямі він фіксований вершинами Кам'яна (1 557 м), Олань (1 441) і Перехрест (1 317 м). Від головного хребта відходять численні відгалуження поміж потоками нижчих порядків, однак здебільшого також простежений північно-західний–південно-східний напрям.

Південно-східніше Говерлянської морфоструктури, між долиною р. Говерли на північному заході й долиною р. Чорний Черемош на південному сході розміщена *морфоструктура Виходу–Керничного–Добрину*, яка складається з декількох масивів, розміщених між долинами Бребенескулу–Бальзатулу, Бальзатулу–Шибеного і Шибеного–Чорного Черемошу.

У будові північно-західної частини морфоструктури (між долинами Бребенескулу і Бальзатулу) беруть участь відклади шипотської світи Близницької підзони Дуклянського покриву. На південно-східній частині морфоструктури Близницька підзона звужена до 1–2 км і її роль у формуванні рельєфу малопомітна. Домінує тут Білотисенський покрив, абсолютні й відносні висоти різко зростають.

Максимальні висоти зосереджені на вододільному хребті між басейнами Білої Тиси і Чорного Черемошу. Хребет майже меридіонального простягання розпочинається на кордоні з Румунією г. Стог (1 650,7 м) і в північному напрямі фіксований г. Радуль (1 598 м) і г. Вихід (1 471 м). У північно-західному (до долини Бальзатулу) і південно-східному (до долини Шибеного) напрямках від хребта відходять численні відгалуження, які фіксують карпатський напрям простягання окремих монокліналей Білотисенського покриву.

Надзвичайно складний рельєф у третьому блоці морфоструктури, розміщеної між долинами Шибеного на північному заході, Чорного Черемошу на сході й вододільним хребтом між басейнами Чорного Черемошу та верхів'ями Вишеулу, по якому проходить українсько-румунський кордон. Усі хребти мають північно-східний напрям і розпочинаються від найвищих вершин на вододілі.

Між долиною Шибеного і його притоки Регешику розміщений хребет Регеськи (г. Регеська (1 569,6 м); г. Регеська Велика (1 502,6 м)), між долинами Регешику і Керничного Великого – хребет Руський Діл (г. Кернични (1 588,8 м); г. Рого (1 556,6 м)). Від г. Кернични відходить ще декілька відгалужень на межиріччі Керничного Великого і Рабенцю. По хребту Руський Діл прокладена одна з найстаріших доріг через перевал до Румунії.

Південно-східніше, на межиріччях Рабенцю–Прелучного, Прелучного–Добрину, також простежені невеликі хребти північно-східного напрямку до долини Чорного Черемошу. Найпомітніші серед них з вершинами Прелучний (1 402 м) і Добрин (1 491 м).

Усі ці межирічні масиви виступають як локальні морфоструктури шостого–сьомого порядків.

Гірська група Гриняви–Лосової є продовженням Чорногірського масиву і розміщена між долиною Чорного Черемошу й державним кордоном з Румунією.

Північно-східна частина масиву пов'язана зі Скупівською підзоною Чорногірського покриву, у будові якого переважають пісковики з прошарками алевролітів і аргілітів. Як і в Чорногірському масиві, Скупівська підзона перекриває кросненські відклади і вздовж лінії насуву добре простежений орографічний уступ до Верховинсько-Путильського низькогір'я.

На межиріччі Чорного і Білого Черемошів з цією підзоною пов'язана *морфоструктура Скупової*. Хребет Скупової з північного заходу на південний схід фіксований вершинами Зміїнська (1 356,0 м), Ростицька (1 513,7), Скупова (1 579,3), Сторубець (1 052,4 м). Північно-східні схили хребта розчленовані численними притоками Чорної Річки і Чорного Черемошу, крутість схилів яких коливається в межах 18–22°. Максимальні відносні висоти від вододілу головного хребта до долини р. Чорного Черемошу досягають 600–800 м.

На правобережжі Білого Черемошу продовженням морфоструктури Скупової є *морфоструктура Максимця–Лосової*. Хребет Максимця фіксований вершинами 1 345 і 1 326 м, г. Баштога (1 255 м), у масиві Лосової – (1 428 м) і г. Мінте-Косарівська (1 282,5 м). Північно-східніше простежене ще одне сильно розчленоване притоками Путили пасмо, що сформувалося на одній зі складок Скупівського покриву і фіксована вершинами Буракова (1 265,0 м), Боргенія (1 144,5), Демен (1 100,0 м).

Максимальні відносні висоти не перевищують 500–600 м. Велика густина горизонтального розчленування сприяла утворенню невеликих різнонапрямлених відгалужень від головних хребтів, хоча простежено загальний карпатський напрям більшості морфоструктурних елементів.

З Яловичорською і звуженою Близницькою підзонами на межиріччі Чорного і Білого Черемошів пов'язана *морфоструктура Людової–Комарничного*, представлена невеликими масивами і хребтами, що розділені долинами річок і потоків. На межиріччях Чорного Черемошу і Пробійної – це хребет Людової (1 463,5 м), Пробійної–Мозирного – хребет Озирнинський (1 253,0 м), Мозирного–Старого – масив Пробійнівки (1 228,0 м), Старого–Грамотного Малого – масив Комарничного (1215 м), Грамотного Великого–Білого Черемошу–Борзолева (1 386 м) і Гостівця (1249 м).

Така роздрібленість території, значно менші абсолютні й відносні висоти порівняно з сусідніми морфоструктурами, пов'язана, насамперед, з літологічним складом порід. Вузкими смугами відслонені аргіліти, алевроліти і мергелі нижньо- та верхньошипотської світ нижньої крейди, а також кольорові аргіліти і мергелі яловецької світи верхньої крейди.

Деякий інший вигляд має рельєф на правобережжі Білого Черемошу, який сформувався в подібних структурно-літологічних умовах Яловичорського покриву. Тут розміщений довгий хребет звивистого простягання – *гори Путили*, від долини Білого Черемошу до долини Сучави фіксований вершинами 1 303 (г. Чернелиця), 1 354 (г. Гребенище), 1 403, 1 414, 1 397, 1 261 м (хребет Меляш біля долини Сучави). Морфоструктура, незважаючи на звивистість, витримує карпатський напрям простягання.

До досить широкої Білотисенської підзони Поркулецького покриву приурочений найдовший (до 27 км) і найвищий хребет межиріччя обох Черемошів, який разом з відгалуженнями творить *морфоструктуру Пневє*. Хребет має чіткий північно-західний–південно-східний напрям і фіксований абсолютними висотами 1 534,9, 1 605,0,

1 580,6, 1 581,7 (М'ясни-Приступ), 1 543,0 (Стефулець Великий), 1 521,0 (г. Каменець), 1 586,0 (г. Пневе), 1 521,0, 1 512,0 м (біля долини Білого Черемошу). Від головного хребта у північно-східному напрямі відходять відгалуження значної протяжності, розділені долинами Луківця, Озінного, Мозирного, Грамотного Малого і Великого, Гостівця, Срібнику та ін. У рельєфі найвиразніше простежені хребти Ватонарка, Озіннинський (г. Торниця (1 553,0 м), Чоралу (1 462,0 м)–Мунчелика (1 451,8 м), Ризоватого (1 481,8 м), Огленди (1 463,0 м)). Південно-західні короткі схили хребта круто обриваються до долини Чорного Черемошу.

На правобережжі Білого Черемошу продовженням хребта Пневе є *морфоструктура Яровиці*, південно-західна частина якої сформувалася на Білотисенському покриві, а північно-східна – на Яловичорському. Хребет Яровиці (1 567,4 м) північно-західного–південно-східного простягання, утворився на товстори́тмічному піщаному фліші буркутської світи і тонкоритмічному глинистому фліші з пачками масивних пісковиків і лінзами конгломератів. Продовженням цього хребта у південному напрямі є хребет Томнатикул (1 565 м). До долини р. Сарати, по якій проходить межа між Чивчинськими горами (Мармароський кристалічний масив) і Білотисенським покривом, від цих хребтів відходять відгалуження. Найбільший з них – масив Млаковатої (1 416 м), що займає межиріччя Білого Черемошу і його притоки Сарати.

Північно-східна частина морфоструктури, що сформувалася на південно-східному закінченні Яловичорського покриву, за рельєфом нагадує морфоструктуру Людової–Комарничного. Численними потоками басейнів Білого Черемошу і Сучави територія розділена на дрібні масиви і хребти. Серед них виділяються Яловичерський (1 347,9 м) і Верхньо–Яловецький (1 320 м) масиви на лівобережжі р. Яловичери, хребет Кобель (1 369,6 і 1 318,7 м) на лівобережжі р. Сучави.

-
1. Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. – Киев: Изд. АН УССР, 1964. – 182 с.
 2. Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат. – Киев: Наук. думка, 1995. – 84 с.
 3. Геоморфология осевой зоны Украинских Карпат /Под ред. Г.С. Ананьева. – М.: Изд-во Москов. ун-та, 1981. – 129 с.
 4. Кравчук Я.С. Геоморфология Скибових Карпат. – Львів: ВЦ ЛНУ ім. І. Франка, 2005. – 229 с.
 5. Паличенко В.П., Соколовский И.Л. Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат // Физ. география и геоморфология. – 1979. – Вып. 21. – С. 23–31.
 6. Тектоника Украинских Карпат / Отв. ред. С.С. Круглов. – Киев, 1986. – 152 с.
 7. Цись П.М. Основні риси морфоструктури Українських Карпат // Геогр. зб. Питання географії Українських Карпат. – 1969. – Вып. 9. – С. 115–124.

**STRUKTURAL AND GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS
OF POLONYNYSKO-CHORNOGYRSKY CARPATHIANS****Ya. Kravchuk**

*Ivan Franko National University of Lviv,
P. Doroshenko St., 41, UA – 79000 Lviv, Ukraine*

A scrupulous structural and geomorphological analysis has been carried out with singling out the local morphostructures of the fourth and the fifth orders. Longitudinal and zonal as well as transverse and block positioning of structural and geomorphological elements has been taken into consideration. Morphostructures having an inverse relief upon the structures that are not characteristic of the Carpathian style of tectonics have been singled out.

Key words: morphostructural analysis, morphostructures of various orders, mountain group.

Стаття надійшла до редколегії 17.07.2007

Прийнята до друку 27.09.2007