

Ярослав Кравчук

ГЕОМОРФОЛОГІЯ СКИБОВИХ КАРПАТ

Серія



Львів
Видавничий центр ЛНУ ім. Івана Франка
2005

ББК-Д823(4УКРЗ)

К-78

УДК 551.4(477.8)

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф. А.В. Мельник,

д-р геол.-мінералог. наук,

д-р геогр. наук, проф. Г.І. Рудько

*Рекомендовано до друку Вченою радою
Львівського національного університету імені Івана Франка
Протокол № 36/10 від 26.10.2005*

Кравчук Я. С.

Геоморфологія Скибових Карпат. Львів, Видав. центр ЛНУ імені Івана Франка, 2005. – 232 с..

Розглянуто питання морфології, генезису та історії розвитку рельєфу Скибових Карпат. Виконано детальний структурно-геоморфологічний аналіз. У характеристиці морфоскульптури особливу увагу звернуто на сучасні і реліктові річкові долини, проблемні питання формування поверхонь вирівнювання та плейстоценового зледеніння. Запропоновано детальну схему геоморфологічної регіоналізації Скибових Карпат.

Yaroslav Kravchuk

Geomorphology of the Skyb Carpathians. Publishing center of Ivan Franko Lviv National University, 2005. – 232 p.

The book considers the issues of morphology, genesis and history of the development of the relief of the Skyb Carpathians. A detailed structural and geomorphological analysis has been carried out. While characterizing the morphostructure, special attention was paid to the modern and relict river valleys, problematic issues of forming the leveling surfaces and pleistocenic glaciers. A detailed scheme has been suggested for geomorphological regional division of Skyb Carpathians.

ПЕРЕДМОВА

Скибові Карпати – геоморфологічна область складчасто-насувних середньогір'їв і низькогір'їв у межах Карпатської гірської країни: провінція – Східні Карпати, підпровінція – Лісисті (Українські) Карпати. В Україні охоплює Львівську, Івано-Франківську і Чернівецьку області. Скибові (Зовнішні) Карпати – один з унікальних за природними особливостями регіонів Українських Карпат, надзвичайно перспективний для використання з рекреаційною метою.

Домінують складчасто-насувні середньогір'я і низькогір'я, які сформувалися на Скибовому покриві. Значну площу займають також ерозійно-антиклінальні низькогір'я, приурочені до Покутського покриву Внутрішньої епігеосинклінальної зони Передкарпатського прогину.

У рельєфі Скибових Карпат чітко простежується приуроченість гірських хребтів до окремих скиб або їхніх частин. Головні орографічні елементи збігаються зі структурними і виділяють їхню поздовжню зональність – північний захід–південний схід.

Чітко простежуються морфоструктури другого порядку, приурочені до окремих скиб – Берегової, Орівської, Сколівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки.

Крім поздовжньо-зонального розміщення головних структурно-орографічних елементів, у Скибових Карпатах добре виділяються три поперечно-блокові масиви: Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати, які узгоджуються з елементами поперечного тектонічного поділу. Аналіз морфологічних і генетичних особливостей рельєфу

(абсолютні і відносні висоти, характер долинних систем, збереженість поверхонь вирівнювання тощо) добре фіксує межу між цими масивами. Абсолютні висоти у північно-західній частині (Бескиди) збільшуються від 600–800 до 900–1 100 м, відносні – до 350 м. У центральній (Горгани) абсолютні висоти зростають до 1 500–1 800 м, а відносні – до 800–1 000 м. Тут розміщена найвища вершина Скибових Карпат г. Лопушна (Велика Сивуля) – 1 836 м. У південно-східному напрямі (Покутсько-Буковинські Карпати) абсолютні і відносні висоти поступово знижуються.

Ця книга є третьою в серії “Рельєф України”, започаткованої кафедрою геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка 1999 р. Комплексні геоморфологічні характеристики окремих регіонів потрібні в разі оцінювання рельєфу для інженерних, природоохоронних, рекреаційних цілей.

Автор висловлює подяку співробітникам кафедри Галині Лабінській, Ользі Облогіній, Оксані Шевчук, Володимирі Шушняку, а також онуці Анні за допомогу в підготовці рукопису до друку.

З ІСТОРІЇ ГЕОЛОГО- ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Геологічну і геоморфологічну будову Українських Карпат почали вивчати у ХІХ ст. Детальне вивчення геологічної будови започатковане працями С. Сташіца (1805–1815). Учений видав геологічну карту Польщі масштабу 1:118 000 і пояснювальну записку до неї.

Найдетальніші дослідження в Карпатах розпочали у другій половині ХІХ ст. К. Пауль і Е. Тітце розробили першу стратиграфічну схему Карпат, більшість назв стратиграфічних одиниць якої не змінилися і сьогодні.

Детальні геологічні карти окремих регіонів Скибових Карпат (1:75 000) складені Р. Зубером (околиці Східниці (1881) і Космача (1882)).

У 1887–1907 рр. тривало геологічне знімання Галичини на аркушах масштабу 1:75 000. Кінцевим результатом цих робіт було видання „Геологічного атласу Галіції” з детальними пояснювальними записками до окремих аркушів. Текстова частина атласу із тринадцяти томів не втратила актуальності й досі. Автори цієї праці зробили величезний внесок у розвиток нових ідей щодо будови Карпат. Р. Зубер уперше визначив у Карпатах насуви (1902), висловив думку про існування „Добруджинського валу”. В. Гейсейр (1900, 1907) виявив зв’язки дислокацій Карпат із суміжними регіонами. В. Уліг (1903) виконав структурне районування Карпат, а 1907 р. визнав, що Карпати є алохтонним утворенням, яке складається з окремих покривів.

Погляди про лускувату, або скибову, будову розвинув К. Толвінський у 1920–1925 рр., у цей час під його керівництвом проводили геологічне знімання Карпат між регіонами Борисла-

ва і р. Прут у масштабі 1:25 000. За результатами досліджень видано аркуші „Сколе” і „Надвірна” (1:100 000), а 1927 і 1938 рр. за редакцією К. Толвінського видано геологічну карту Східних Карпат (1:200 000).

Детальні геологічні карти окремих регіонів Скибових Карпат склали Б. Свідерський (Покутські Карпати), З. Суйковський (межиріччя рік Прут і Білий Черемош), Т. Хлебовський (околиці Турки) та ін. Дуже часто автори геологічних досліджень цього періоду успішно вирішували проблеми геоморфології Карпат.

Серед праць цього періоду, які стосуються геоморфології Скибових (Зовнішніх) Карпат, варто назвати дисертаційне дослідження Г. Величка „Пластика польсько-руських земель з особливою увагою до Карпат”, яке він захистив 1899 р. Учений став першим українським доктором географії.

Заслугою Г. Величка є спроба першого природно-географічного поділу Карпат, де вперше вжито термін „бескиди” для позначення певного типу гір. Цей термін широко використовують і нині для природно-географічних поділів Карпат.

У 1905 р. вийшла праця С. Рудницького „Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра”, а 1907 – „Знадоби до морфології підкарпатського сточища Дністра”. Наукові висновки С. Рудницького стосовно карпатської і підкарпатської частин басейну Дністра актуальні й тепер: 1) існування поверхні вирівнювання у бескидській частині басейну і відсутність у горганській; 2) інший характер формування річкових долин у цих частинах басейну та ін.

Питанням формування рельєфу Карпат присвячені праці також В. Лозинського (аналіз долинних систем і впливу тектоніки на розвиток рік флішових Карпат (1905, 1921)), С. Павловського (проблеми долини Дністра (1913) і зледеніння Карпат (1915, 1933, 1936), зокрема зледеніння Горганів (1926)).

На підставі матеріалів численних експедицій у Карпати Є. Ромер розробив генетично-хронологічний підхід до вивчення долини Дністра (1906), виконав детальний морфоло-

гічно-структурний аналіз гірських груп Східних Карпат (1909).

Про молоді горотворні рухи у Карпатах писав Л. Савицький (1909), про поверхні вирівнювання Карпат і Передкарпаття, тераси р. Черемош біля Жаб'яого (Верховини) – Г. Тейсейр (1928, 1933), історію долини Дністра, фізіографію Покуття описав Ю. Чижевський (1928, 1931).

Значний внесок у вивчення геоморфологічної будови Карпат зробив Б. Свідерський. Його праці про молоді тектонічні рухи, ерозію і денудацію Карпат (1932), морфологію флішових Карпат (1934), проблеми зледеніння на прикладі Чорногори (1935, 1938) актуальні й нині.

Проблемі Карпат присвячена книга Я. Токарського (1935), палеоморфології флішових Карпат – праця А. Токарського (1935). Питання геоморфологічної регіоналізації Східних Карпат розглядали М. Орліч (1938) і П. Біланюк (1939), Передкарпаття – Ю. Чижевський (1934), Покуття – А. Згліницька (1931).

Інтенсивні дослідження геолого-геоморфологічної будови Українських Карпат розпочалися після закінчення Другої світової війни. Цьому сприяло проведення Львівською геологічною експедицією державного геологічного знімання у масштабі 1:50 000 (одночасно складали і геоморфологічну карту). Експедиційні роботи проводили науково-дослідні установи (Інститут геології і геохімії горючих копалин АН, Український науково-дослідний геологорозвідувальний інститут та ін.) і університети.

Загальні питання геології і тектоніки Східних Карпат висвітлені в працях Г. Алфер'єва (1958), А. Богданова (1949, 1950), М. Муратова (1946, 1948, 1949), В. Бондарчука (1954, 1962), О. В'ялова (1965), В. Глушка (1968), В. Глушка, С. Круглова (1971), Я. Кульчицького (1958), М. Ладиженського (1955), Г. Доленка (1962), В. Славіна (1958) та багатьох інших.

Одночасно з'явилося багато праць, присвячених генезису та історії розвитку рельєфу Українських Карпат, зокрема, Г. Алфер'єва (1948), В. Бондарчука (1956), М. Єрмакова (1948), В. Іва-

нова (1950, 1956), Г. Раскатова (1957), О. Спиридонова (1952), К. Геренчука (1956), П. Цися (1951, 1952, 1954, 1956, 1957, 1963, 1969), І. Гофштейна (1962, 1964), М. Кожуріної (1953, 1956).

Важливу роль у вивченні геологічної будови Українських Карпат відіграв Український науково-дослідний геологорозвідувальний інститут. Співробітники цього інституту у 70–80-ті роки ХХ ст. видали серію карт великого масштабу (1:200 000): геологічну карту (головний редактор В. Шакін, 1976), матеріали за напрямом геологорозвідувальних робіт на нафту і газ (редактори В. Глушко і С. Круглов, 1977), матеріали з глибинної будови і геологічного розвитку (редактори В. Глушко і С. Круглов, 1980), тектонічну карту (редактори В. Глушко і С. Круглов, 1986). Ці праці дали багато нового в уявлення про геологічну будову Українських Карпат. Вони також сприяли глибшому вивченню геоморфологічної будови, зокрема, структурно-геоморфологічному і палеогеоморфологічному аналізу, визначенню етапів розвитку рельєфу тощо.

Поштовхом для вивчення рельєфу Українських Карпат було відкриття 1950 р. на географічному факультеті Львівського університету кафедри геоморфології, яку до березня 1971 р. очолював проф. П.М. Цись. Учений багато зробив для відновлення престижу львівської школи геоморфологів у 50–60-ті роки ХХ ст. Він уперше виконав детальну геоморфологічну регіоналізацію західних областей України (1951) та Українських Карпат на засадах двох принципів – морфолого-генетичного (типологічного) і територіального; проаналізував характер неотектоніки західних областей України й Українських Карпат (1959, 1961, 1963) та її вплив на формування рельєфу; визначив головні етапи розвитку рельєфу Українських Карпат з акцентуванням на розвиток долинних систем і денудаційних та денудаційно-аккумулятивних поверхонь вирівнювання (1957, 1964); зробив перший морфоструктурний аналіз Українських Карпат з чітким обґрунтуванням виділення морфоструктур першого порядку (1968, 1969).

У ці ж роки вийшли праці ще одного львівського геоморфолога проф. К. Геренчука з проблем річкових перехватів у Кар-

натах і Передкарпатті (1947), геоморфологічного аналізу тектоніки Передкарпаття (1956). Проблеми геоморфології Карпат і передгір'їв, природного районування учений розглянув у „Природі Українських Карпат” (1968), а також у книгах про природу Львівської (1972), Івано-Франківської (1973), Чернівецької (1978) областей.

Питанням неотектоніки, морфогенезу верхнього Придністер'я і Карпат у цілому присвячені праці І. Гофштейна (1962, 1964, 1995), у яких висловлено цікаві думки щодо формування денудаційних і денудаційно-акумулятивних поверхонь вирівнювання, перебудови долинних систем, характеру найновіших рухів та їхнього впливу на рельєф тощо.

Окремі регіони Скибових Карпат описані в дисертаційних дослідженнях учнів проф. П. Цися, зокрема, Л. Скварчевської „Геоморфологія долин рік Стрия і Опора” (1956), Б. Лящука „Геоморфологія Покутсько-Буковинських Карпат” (1963), Д. Стадницького „Геоморфологія Горган” (1964), Ю. Єрмоленка „Геоморфологія Бескид” (1967).

У 1965–1969 рр. при кафедрі геоморфології Львівського університету працювала науково-дослідна група під керівництвом проф. П. Цися і доц. Д. Стадницького, яка виконувала геоморфологічне знімання у Карпатах (масштаб 1:100 000, репрезентативних ділянок – 1:25 000, 1:10 000) з метою розробки науково обґрунтованих заходів для попередження шкідливих стихійних явищ в Українських Карпатах. У різні роки в цій групі працювали Я. Кравчук, Р. Сливка, А. Данилюк, В. Чалик, Я. Чугай, О. Болюх, С. Позняк. Дослідження охопили, переважно, південно-східний сектор Українських Карпат, зокрема, у Скибових Карпатах це басейни Черемошу, Рибниці, Пістинки, Лючки, Пруту, Бистриці-Надвірнянської, Бистриці-Солотвинської, Лімниці.

Серед новітніх праць зарубіжних учених варто назвати книгу професора Вроцлавського університету (Польща), доктора Honoris Causa Львівського університету Альфреда Яна „Z morfologii Karpat Wschodnich”, видану 1992 р. видавництвом

Вроцлавського університету. А. Ян проаналізував нижню ерозійну і вершинну поверхні, довів їхню пряму залежність від тектоніки і літології.

У 1985–1992 рр. науковці кафедри геоморфології Львівського університету вивчали динаміку екзогенних геоморфологічних процесів у басейнах рік Ужа, Чорної Тиси, Тиси, Терембі (Я. Кравчук, Р. Гнатюк, В. Шушняк). Завдяки цьому вдосконалено методику складання карт сучасних геоморфологічних процесів, а також методику стаціонарних досліджень рельєфоутворювальних процесів.

Працівники лабораторії інженерно-геоморфологічних досліджень з 1993 до 2004 р. виконували держбюджетні і госпдоговірні теми, спрямовані на розробку геоморфологічних основ і технологій планування природоохоронних та рекреаційних територій Карпатського регіону, розробку методики і легенд для геоморфологічного картографування (Я. Кравчук, Ю. Зінько, Р. Гнатюк, В. Брусак, І. Горішний).

У 90-х роках ХХ ст. розпочалися еколого-геоморфологічні (Ковальчук, 1993, 1997) та еколого-ландшафтознавчі (Мельник, 1997, 1999) дослідження різних регіонів Українських Карпат. Значну увагу приділяють інженерно-геоморфологічному та гео-екологічному аналізу рельєфоутворювальних процесів геодинамічно активних територій (Рудько, 1996, 2001; Адаменко, Рудько, 1995; Адаменко, Рудько, 1997), інженерно-геоморфологічному аналізу Карпатського регіону (Рудько, Кравчук, 2002).

Скибові (Зовнішні) Карпати – геоморфологічна область складчасто-насувних середньогір'їв і низькогір'їв у межах Карпатської гірської країни: провінція – Східні Карпати, підпровінція – Лісисті (Українські) Карпати. В Україні розташована в межах Львівської, Івано-Франківської і Чернівецької областей. Її протяжність від кордону з Польщею до кордону з Румунією становить 280 км. Максимальна ширина – 35–40 км – у центральній частині, ширина на північному заході – 16 км, на південному сході – 11 км.

Геоструктурно приурочена переважно до Скибового покриву – однієї з найбільших тектонічних зон Карпатської покривно-складчастої споруди. Характерною структурною особливістю Скибового покриву є перекинуті антиклінальні складки, південно-західні крила яких по площинах розривів в осьових частинах посунуті на північний схід. Амплітуда насуву покриву становить близько 20 км. У складі покриву виділяють шість великих скиб: Берегову, Орівську, Сколівську, Парашки, Зелем'янки і Рожанки.

Орографічні елементи (рис. 1) загалом відповідають тектонічним і відображають особливості поздовжньо-зональної структури та літології Карпат. Гірські хребти приурочені до окремих скиб і мають асиметричну будову – круті північно-східні і похиліші південно-західні схили. Хребти об'єднані у гірські ланцюги, які є самостійними морфоструктурами. Найвищий з них пов'язаний зі скибою Парашки і фіксований вершинами Свинна, Малевинка, Широкий Верх, Парашка, Зелемін (Бескиди), Горган Ілемський, Сивуля Велика (Лопушна), Сивуля Мала,

Довбушанка, Синяк, Хом'як (Горгани). Південно-західніше простягаються хребти, пов'язані зі скибами Зелем'янки (гори Биковська, Липовали, Кремінка у Besкидах, гори Магура, Яйко Лемське, Грофа у Горганах) та Ружанки (від г. Магури у Горганах до верхів'їв р. Мизунки).

На північний схід від найвищого гірського ланцюга у межах середньогір'я і низькогір'я Орівської та Сколівської скиб простежується кілька нерівнобіжних гребневих ліній, фіксованих вершинами Кобила (Besкиди), Діл (Горгани), Кичера, Томнатик, Люта (Покутсько-Буковинські Карпати). З Орівською скибою пов'язаний середньогірський хребет на межиріччі Лімниці–Черемошу, проте на значній довжині (між ріками Бистрицею–Підбузькою і Стриєм, Бистрицею–Надвірнянською і Прутом) з нею пов'язане крайове низькогір'я. Це стосується і Берегової скиби, крайове низькогір'я якої утворює добре виражений уступ до Передкарпаття.

Морфологічно подібні морфоструктури в межах низькогірних Покутсько-Буковинських Карпат пов'язані з відпрепарованими денудацією ядрами антиклінальних складок Покутського покриву Передкарпатського прогину (Кам'янистий, Карматура, Брусний, Рожен, Плоский, Максимець) і утворюють шість-сім хребтів (див. рис. 1).

За деякими відмінностями в морфології, генезисі та історії розвитку рельєфу Скибові Карпати поділяють на три геоморфологічні підобласті: Besкиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати.

У Скибових Карпатах найяскравіше виявлений зв'язок поздовжніх (північний захід–південний схід) тектонічних елементів з орографічними.

У будові скиб беруть участь флішові відклади верхньої крейди і палеогену. Ядра великих складок представлені відкладами стрийської світи верхньої крейди (зрідка у північно-західній частині Скибових Карпат є незначні виходи нижньої крейди), а також ямненськими пісковиками. Вузькі синклінали поміж складками виповнені породами палеогену, переважно менш стійкими

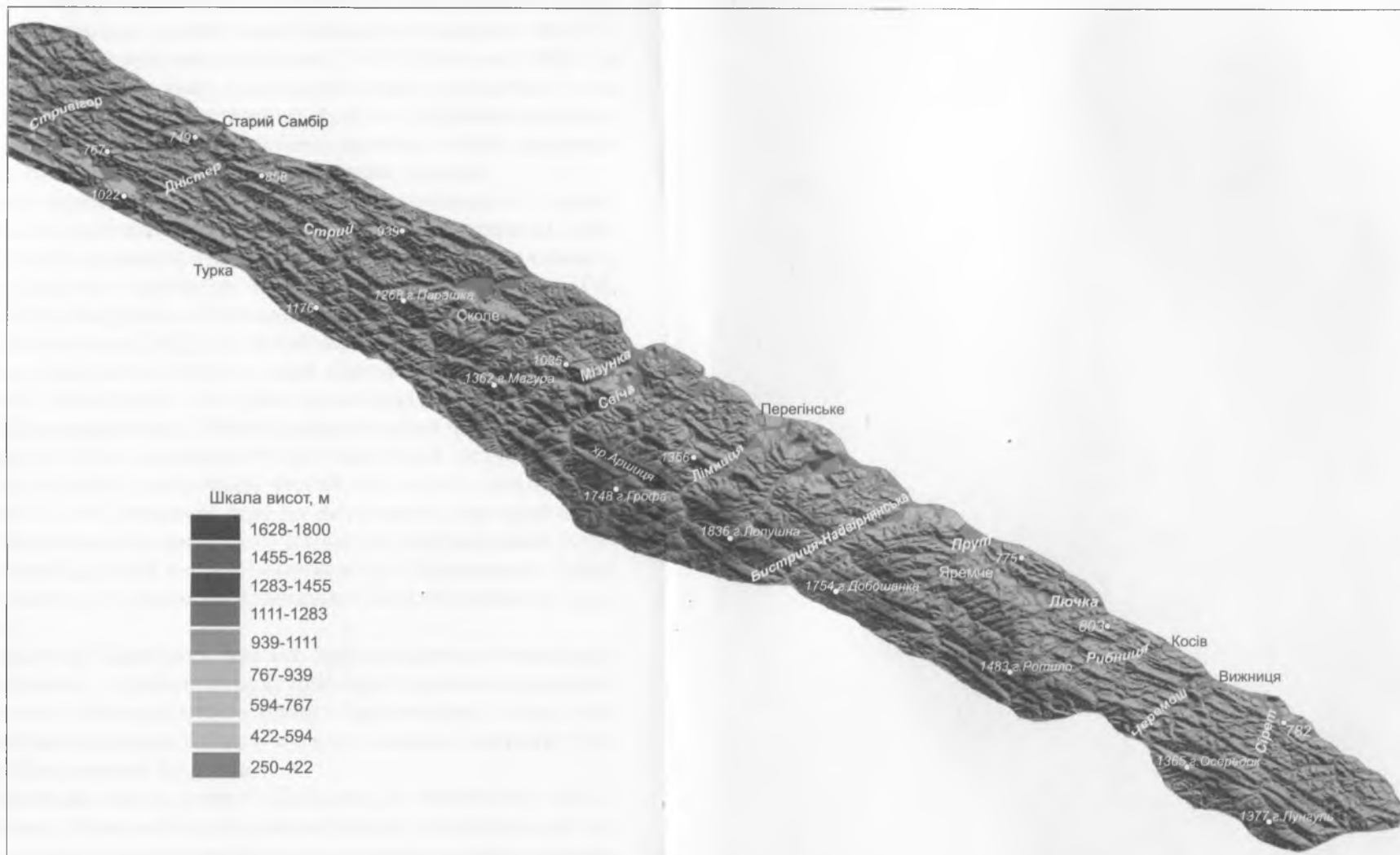


Рис. 1. Тривимірна гіпсометрична модель рельєфу Скибових Карпат
(склала Г. Чупило)

породами менілітової і поляницької свіг. Контакт Скибового покриву з Передкарпатським прогином на всій довжині тектонічний. Покрив має крутий нахил біля денної поверхні (50–80°) і поступово виположується до основи (15–30°) (Круглов, 1986). Це зумовило моноклінальне залягання піщано-глинистих товщ флішу і формування асиметричних хребтів з крутими північно-східними схилами. До синклінальних знижень поміж окремими скибами найчастіше приурочені поздовжні долини.

Кожна скиба ускладнена також складками нижчого порядку (лусками), які також відображені у рельєфі. Наприклад, у Береговій скибі виділяють (Ладигенський, В'ялов, Росточинська, 1966) з південного заходу на північний схід чотири луски – Геї, Еміля, Софії, Фортуни, в Орівській – Першу, Другу, Третю, Четверту (Толвінський, 1937), у Сколівській скибі – дві луски; у скибі Парашки – дві луски, південна з яких відома як Мальманстальська, у скибі Зелем'янки – дві луски (на межиріччі Лімниці і Пруту). До Передкарпаття Скибові Карпати майже на всій довжині утворюють чітко виражений орографічний уступ, який у північно-західній і центральній частині збігається з лінією насуву Берегової або Орівської скиб на Внутрішню зону прогину.

У Покутсько-Буковинських Карпатах орографічний уступ приурочений до лінії насуву Бориславсько-Покутського (іноді Самбірського) покривів на Зовнішню (Більче-Волицьку) зону прогину.

В орографії Скибових Карпат, крім поздовжньо-зонального розміщення головних структурно-орографічних елементів північно-західного–південно-східного простягання, чітко виділяються три поперечно-блокові масиви: Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати.

У Бескидах (від кордону з Польщею на північному заході до долини р. Мизунки на південному сході) у поперечному перетині на різних ділянках виділяється до восьми–десяти гірських ланцюгів, які приурочені до окремих скиб або їхніх складових (лусок). Абсолютні висоти хребтів поступово зростають з північного заходу на південний схід. У Верхньодністерських

Бескидах вони коливаються у межах 600–800 м, у Сколівських Бескидах – 900–1100 м. Максимальні висоти приурочені до хребтів Парашки (г. Парашка, 1 268 м) і Красношир (г. Магура, 1 362 м). Відносні висоти не перевищують 350–400 м.

У Бескидах широкі поздовжні долини переважають над поперечними. Ріки Стрий, частково Дністер, мають чітко виражені меандри. Переважає деревоподібний рисунок гідромережі (басейни рік Стривігору, Дністра, Бистриці-Підбузької, Стрию).

На південний схід від долини р. Мизунки абсолютні і відносні висоти різко зростають. Абсолютні висоти сягають максимуму у верхів'ях р. Бистриці-Солотвинської на хребті Менчул (гори Лопушна–Велика Сивуля – 1 836 м, г. Мала Сивуля – 1 818 м). Відносні висоти у Горганах – до 1 000 м (район хребта Ігрівця і Сивулі). Це дало підстави С. Рудницькому (1905), посилаючись на класифікацію А. Пенка, стверджувати, що такі відносні висоти є межею між середніми і високими горами.

Для Горганів характерна не така прямолінійна, як у Бескидах, форма хребтів. Іноді відрогі хребтів, які під різними кутами відходять від панівного північно-західного–південно-східного напрямів, бувають довшими від головних.

Різко змінюється у Горганах і характер річкових долин. Домінують тут глибоко врізані поперечні долини зі стрімкими схилами.

Наростання абсолютних і відносних висот з північного заходу на південний схід добре продемонстрував і Гофштейн (1962) на поздовжньому профілі гірського ланцюга, приуроченого до скиби Зелем'янки (рис. 2).

На заході в долинах рік Стривігор, Дністер, Стрий вершинна поверхня хребта похило хвиляста, а лінія долин – порівняно плавна. Абсолютні висоти коливаються в межах 700–900 м, відносні не перевищують 350 м. Східніше долини р. Стрий, а особливо р. Опір, абсолютні висоти досягають 1 500 м і більше, а відносні – 800–1 000 м. Саме тут (на межиріччі Опору, Стрию і Мизунки–Свічі) добре фіксована межа між Бескидами і Горганами.

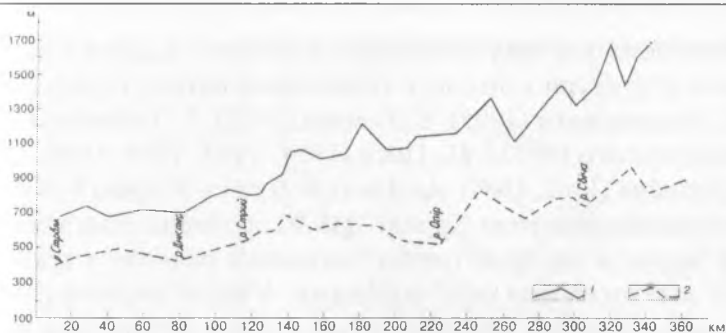


Рис. 2. Поздовжній профіль через скибу Зелем'янку (за І. Гофштейном, 1962):
1 – лінія вершин; 2 – лінія долин

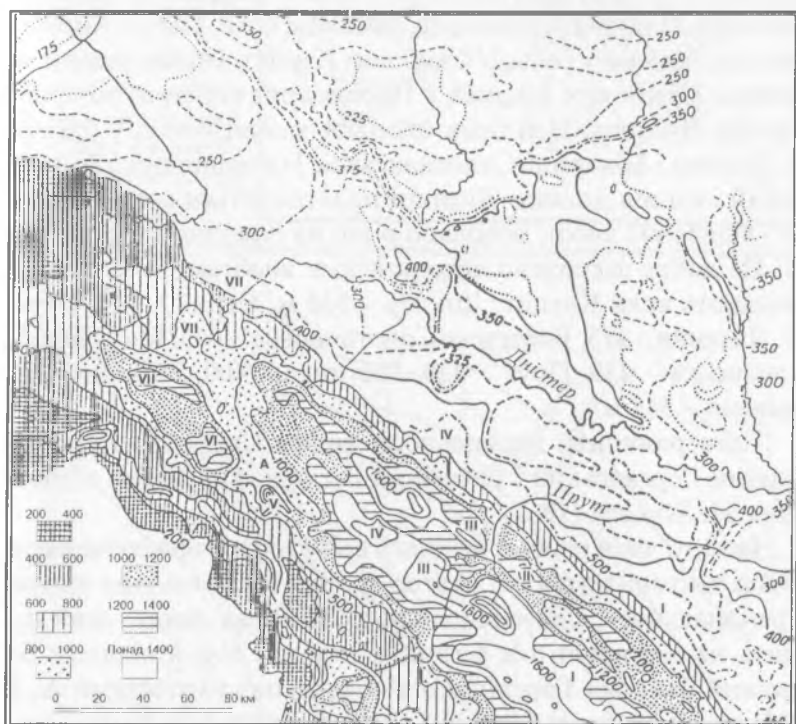


Рис. 3. Карта вершинної поверхні Карпат (за Г. Тейсейром, 1928).

Поперечні підняття (елевації) вершинної поверхні:

I – Буковина; II – Покуття; III – Свидовець; IV – Лімниця; V – Стий; VI – Пікуй; VII – Хирів. А – Внутрішня депресія вершинної поверхні

Проблемам зв'язку морфології Скибових Карпат з особливостями структури і літології присвячено багато праць, зокрема, С. Рудницького (1905), Є. Ромера (1909), Г. Тейсейра (1928), Б. Свідерського (1932), П. Цися (1957, 1963, 1964, 1968, 1972), І. Гофштейна (1962, 1964), А. Яна (1992) та ін. У праці Г. Тейсейра „Вершинна поверхня Карпат” (1928) зроблена одна з перших спроб ув'язати морфометричні показники рельєфу з тектонічними і літологічними особливостями. Учений виділив (рис. 3) поздовжні підняття і прогини, а також серію поперечних піднятих і опущених блоків (елевацій і депресій), наприклад, з південного сходу на північний захід є такі поперечні підняття (елевації): Буковина, Покуття, Свидовець, Лімниця, Стій, Пікуй, Хирів. Усі вони відображені у рельєфі Скибових Карпат. Найбільше піднята частина Скибових Карпат і Передкарпаття приурочена до підняття Лімниця. Цей блок охоплює значні площі у басейнах рік Лімниця і Бистриці-Солотвинської. На північний захід і південний схід від долини Лімниця простежується спад абсолютних і відносних висот, особливо різко на північний захід (Бескиди). Це добре фіксовано абсолютними висотами, на яких ріки покидають край Карпат: Дністер – 335 м, Стрий – 340, Свіча – 370, Лімниця – 475, Бистриця-Солотвинська – 445, Бистриця-Надвірнянська – 435, Прут – 420, Пістинка – 400, Рибниця – 380, Черемош – 345 м.

Підтвердженням правильності поділу Скибових Карпат на піднятий Горганський і опущений Бескидський блоки є дослідження М. Жукова (1961).

На карті ліній рівня ерозійного врізу добре зафіксовано особливості тектоніки (рис. 4). Автор зробив висновок про існування регіонального, поперечного до осі Карпат скиду, який проходить на межиріччі рік Стрию–Опору і Свічі й відділяє Бескидський блок від Горганського. Щодо цієї картосхеми А. Ян (1992) висловив деякі критичні зауваження, наголосивши на потребі безперервності ліній рівня ерозійного врізу, що, на його думку, дало б достовірніші дані про характер молодих тектонічних рухів.

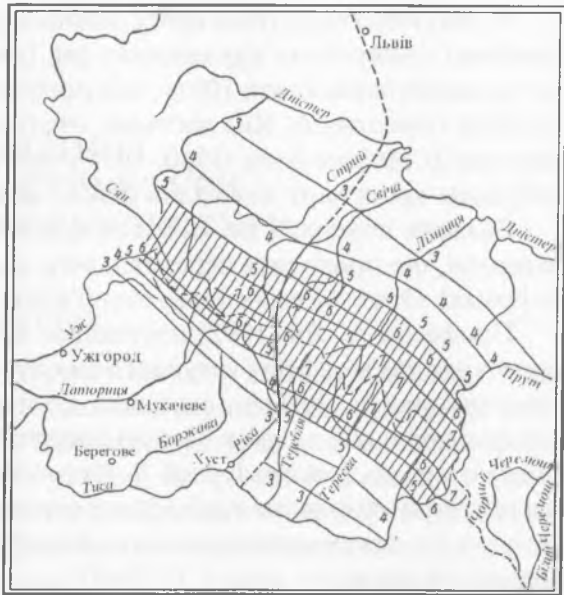


Рис. 4. Схема ізоліній рівнів ерозійного врізу в Карпатах (за М. Жуко-ним, 1961):

цифри на схемі – абсолютні позначки в сотнях метрів у руслах рік; косе штрихування – ядро мегаантиклінорія в контурах ізогіпси 500 м абсолютної висоти

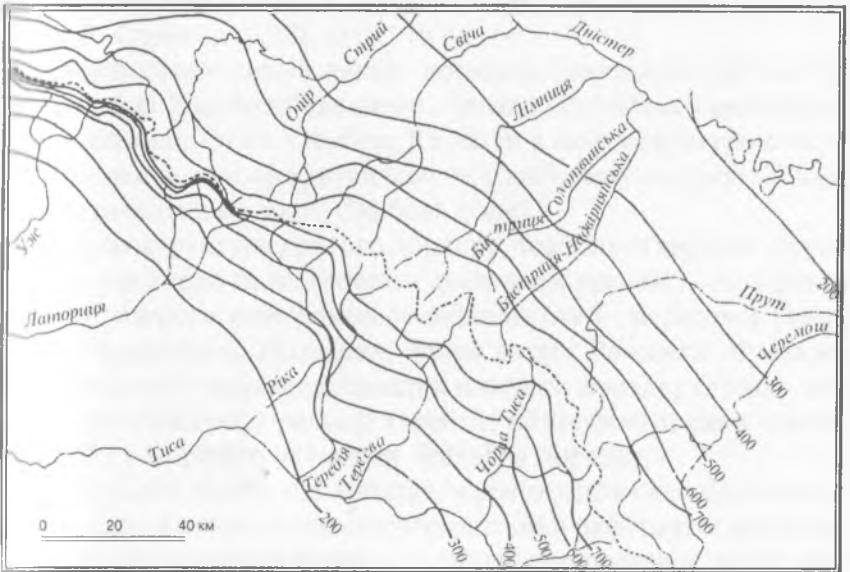


Рис. 5. Картохема нижньої ерозійної поверхні Східних Карпат (за А. Яном, 1992)

А. Ян (1992) побудував карту нижньої ерозійної поверхні для головних поперечних карпатських рік (рис. 5). Точки набрані на дні долин через кожні 100 м – від ізогіпси 200 до 700 м. Нижня ерозійна поверхня А. Яна частково ототожнена з базисною поверхнею В. Філософова (1960, 1975), який розробив методику побудови таких карт для долин різних порядків.

Базисна поверхня (за В.Філософовим, 1975) – це складна поверхня, що проходить через тальвеги долин, які є її каркасом (ребрами). Отже, базисна поверхня об'єднує місцеві базиси ерозії.

Професор А. Ян (1992) поставився критично до побудови таких карт для морфоструктурного аналізу басейну Дунайця, що його виконав В. Зухевіч, особливо до побудови їх для долин низьких порядків, на яких базисні поверхні майже повністю наближаються до топографічної. В. Філософов (1975) рекомендував методику виявлення тектонічних структур морфометричним методом не для геосинклінальних областей, а тільки для платформних рівнин.

3.1. Морфоструктура

У разі морфоструктурного аналізу рельєфу Скибових Карпат дотримувалися загальноновизнаних положень про те, що морфоструктура (геоморфологічна структура) – це комплекс форм рельєфу і геологічної структури, історично пов'язаних у єдине ціле спільністю умов розвитку. Для виділення морфоструктур у межах Українських Карпат узято за основу одиниці поділу, розроблені Ю. Мещеряковим (1965), П. Цисем (1968), В. Палієнко, І. Соколовським (1979), В. Палієнко (1991), Я. Кравчуком (1971, 1999), Р. Сливкою (1971, 2001) та ін.

Морфоструктурами вищих порядків (першого і другого) в Українських Карпатах уважають сучасні (альпійські) тектонічні зони і підзони. Отже, Скибові Карпати є морфоструктурою першого порядку, яка сформувалася на Скибовому покриві (Зовнішня антиклінальна зона, Скибова зона).

Морфоструктури другого порядку, пов'язані з верхнім структурним крейдово-палеогеновим флішовим ярусом, – це гірські хребти і ланцюги, приурочені до окремих скиб – Берегової, Оривської, Сколівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. В межах більшості скиб виділяють складки нижчого порядку (луски), які також відображені у рельєфі (хребти, поздовжні долини поміж хребтів) і є морфоструктурами третього порядку.

У рельєфі Скибових Карпат, крім поздовжньо-зонального розміщення головних структурно-орографічних елементів північно-західного–південно-східного простягання, чітко виділяються три поперечно-блокові масиви: Бескиди, Горгани і

Покутсько-Буковинські Карпати, які є морфоструктурами другого порядку, що узгоджуються з елементами поперечного тектонічного поділу фундаменту.

Аналіз абсолютних і відносних висот Скибових Карпат, ерозійних врізів (базисних поверхонь) і вершинних поверхонь добре фіксує досить контрастну межу між Beskidaми, Горганами і Покутсько-Буковинськими Карпатами (рис. 6).

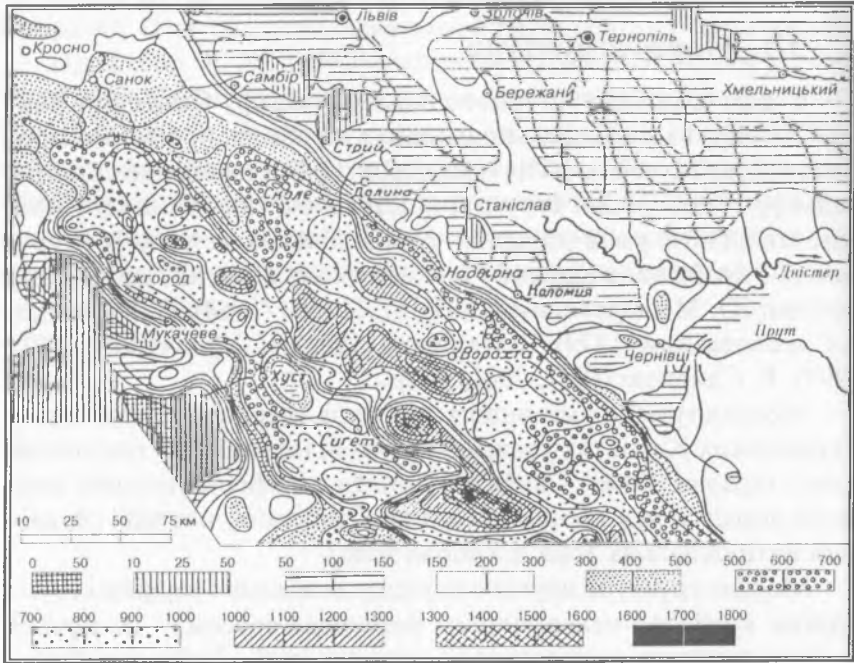


Рис. 6. Фрагмент карти відносних висот (за Я. Охоцькою, 1933)

Дуже виразний контраст у рельєфі простежено і між центральною (Горгани) та південно-східною (Покутсько-Буковинські Карпати) частинами Скибових Карпат. Межа між ними проходить на правобережжі Пруту, збігаючись на значній довжині з вододілом поміж басейном р. Прут на заході і басейнами рік Лючки, Пістинки і Чорного Черемошу на сході.

Для Покутсько-Буковинських Карпат характерні м'які, полого-хвилясті контури хребтів з невеликим підняттям куполоподібних вершин. Специфічні неповторні риси рельєфу пов'язані зі структурно-літологічними особливостями. Рельєф цієї території сформувався на двох структурах: Покутському покриві Передкарпатського передового прогину і Скибовому покриві. З першою структурою пов'язаний низькогірний, а з другою – середньогірний рельєф. Середньогір'я приурочене до звуженої Скибової зони (скиби Орівська і Парашки) і має більші абсолютні висоти (до 1 500 м), асиметрію гірських хребтів.

Контакт Скибового покриву з Передкарпатським прогином на всій довжині тектонічний (рис. 7). У рельєфі Скибові Карпати утворюють чітко виражений орографічний уступ до Передкарпаття (унікальний лінеамент), який у північно-західній і центральній частині (Бескиди і Горгани) збігається з лінією насуву Берегової або Орівської скиб на Бориславсько-Покутський покрив. У Покутсько-Буковинських Карпатах орографічний уступ на значній довжині приурочений до лінії насуву Бориславсько-Покутського покриву на Більче-Волицьку (Зовнішню) зону прогину.

Схарактеризуємо поздовжні морфоструктури другого, третього і четвертого порядків, які сформувалися на флішовому структурно-літологічному ярусі, з урахуванням відмінностей у поперечних блокових морфоструктурах (Бескиди, Горгани, Покутсько-Буковинські Карпати) (рис. 8).

3.1.1. Берегова морфоструктура

Берегова морфоструктура – це низькогірні хребти, які чергуються з поздовжніми долинами й улоговинами, сформувалася на Береговій скибі. Вона простягається від кордону з Польщею до правобережжя р. Прут, де зникає під насувом Орівської скиби. Максимальну ширину має в центральній частині Скибових Карпат (близько 12 км), мінімальну – на крайньому північному заході (0,4 км) і на правобережжі р. Прут (1,5 км).

У північно-західній частині Бескидів Берегова скиба слабо виражена у рельєфі. Окремі ізольовані хребти з куполоподібними

вершинами (гори Бзане – 473 м, Лиса Гора – 640 м та ін.) мають вигляд погорбованого низькогір'я. У південно-східному напрямі ширина Берегової морфоструктури збільшується і є максимальною на межиріччях рік Тисьмениці–Стрию–Свічі. Абсолютні висоти ерозійного низькогір'я не перевищують 450–600 м, орографічний уступ до Передкарпаття з відносними висотами 200–300 м.

Максимальні висоти Берегового низькогір'я зафіксовано у центральній (Горгани) частині Скибових Карпат (понад 800 м). Майже у всіх долинах рік на виході з гір сформувалися терасовані улоговини (Вигодська, Перегінська, Солотвинська, Пнів–Надвірнянська, Делятинська).

У Береговій морфоструктурі виділяють морфоструктури нижчих порядків. Оскільки під морфоструктурами розуміємо утворення, які мають певний об'єм і зображені на картах у вигляді ділянок певної площі (Мещеряков, 1965), то у північно-західній частині Скибових Карпат виділити Берегову морфоструктуру неможливо. Берегова скиба тут майже повністю перекрита Орівською, у рельєфі місцями представлена окремими куполоподібними вершинами.

Досить широкою смугою Берегове низькогір'я починається на схід від долини р. Тисьмениці в околицях м. Борислава і с. Мражниць. На межиріччі Тисьмениці і Стрию розміщена *Мражнице–Стинавська морфоструктура* (1.1). Північно-східною межею цієї морфоструктури є орографічний уступ до Передкарпаття, південно-західна межа проходить по верхній поздовжній ділянці долини р. Тисьмениці і по долині р. Стинавки. В її межах виділяють дві морфоструктури нижчого порядку – Мражницьку і Стинавську.

Мражницька морфоструктура (1.1.1) на північному заході обмежена долиною р. Тисьмениці, а на південному заході – долиною рік Тисьмениці і Стинавки (з притокою Роняни). Смугою завширшки від 4 до 6 км простягається з північного заходу на південний схід. Максимальні абсолютні висоти в межах 700–800 м (г. Верх – 802,6 м, г. Вага – 778,4 м), відносні висоти в

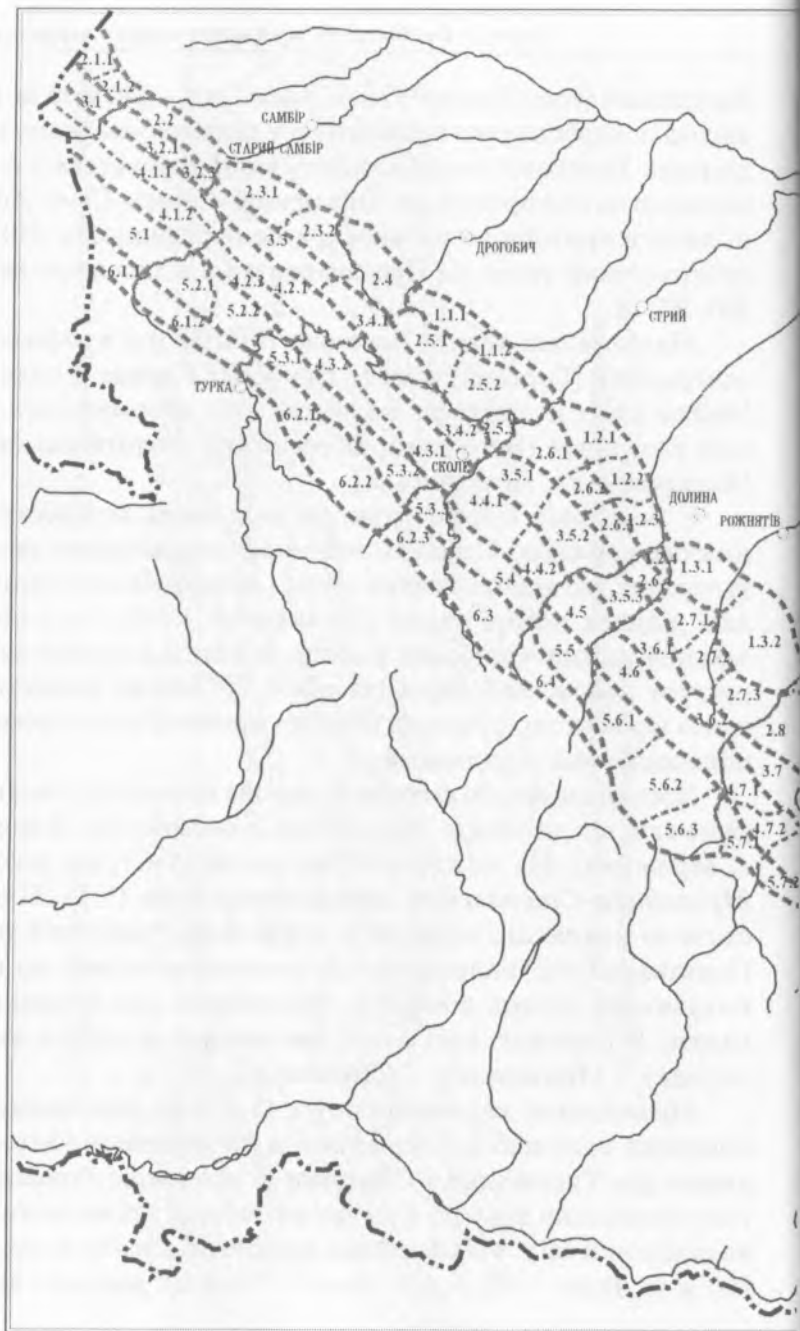
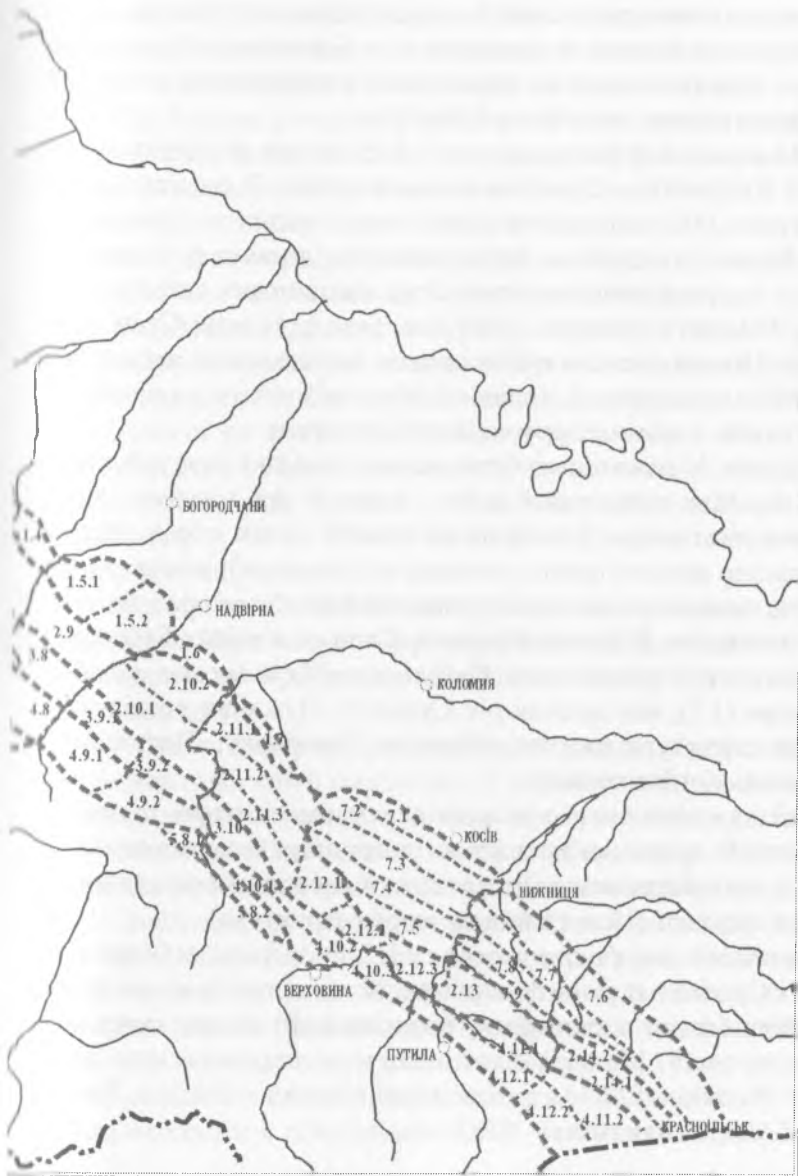


Рис. 8. Схема морфоструктур Скибових Карпат



(назви морфоструктур наведені у тексті)

межах 150–200 м. Північно-східні схили сильно розчленовані верхів'ями численних приток рік Тисьмениці й Уличанки. Межа з Передкарпаттям проходить по орографічному уступу, який найчіткіше фіксований в околицях міст Борислава і Трускавця. Відносні перевищення над прилеглими вирівняними поверхнями Передкарпаття досягають 120–140 м.

Стинавська морфоструктура (1.1.2) займає південно-східну частину Тисьменице-Стрийського межиріччя. Переважно вузькою смугою (4–2 км) простягається поміж долиною Стинавки і краєм Карпат, поступово звужуючись до долини р. Стрий. У цьому ж напрямі простежується спад абсолютних висот (г. Белеюв – 772,6 м, г. Замкно – 569,2 м, біля с. Нижня Стинава – 528,0 м). Північно-східні схили сильно розчленовані верхів'ями потоків Шипільського, Глиняного, Медвежого та ін.), а північно-західні схили – лівими притоками р. Стинавки.

У будові Мражницько-Стинавської морфоструктури домінують відклади менілітової світи – чорні й сірі аргіліти з прошарками пісковиків. Такий літологічний склад порід сприяв формуванню низькогірного рельєфу з м'якими обрисами схилів і вершин, великою кількістю долин невеликих потоків і зворів.

На межиріччі Стрию і Мизунки–Свічі та в межах Берегового низькогір'я розміщена *Сукільсько-Лужанська морфоструктура* (1.2), яку долини рік Сукелі та Лужанки розділяють на морфоструктури нижчих порядків: Танявську, Витвицьку, Новоселицьку і Вигодську.

Повсюди відслонені відклади верхньоменілітової підсвіти, представлені чорними аргілітами з прошарками пісковиків і туфів, рідше трапляються сірі аргіліти й алевроліти середньоменілітової підсвіти (Новоселицька морфоструктура).

Танявська морфоструктура (1.2.1) займає межиріччя Стрию і Сукелю. В рельєфі виділяються низькогірні масиви з куполоподібними вершинами, розчленовані численними долинами потоків. Максимальні висоти не перевищують 500–575 м (г. Ходків – 572,4 м, г. Кам'яний Копець – 534,2, г. Яворники – 551,1, г. Закамінь – 536,0 м).

Витвицька морфоструктура (1.2.2) охоплює межиріччя Сукелю і Лужанки. Низькогірний масив сильно розчленований потоками рік Сукелю, Лужанки, Свічі. Абсолютні висоти поступово зростають у південно-східному напрямі й сягають тут 550–625 м (г. Потаківце – 625 м, г. Довгий Верх – 601 м).

Ще більше зростають висоти у *Новоселицькій морфоструктурі* (1.2.3), яка розміщена на межиріччі Лужанки і Мизунки–Свічі. Максимальні абсолютні висоти тут 600–750 м (г. Засядки – 640,4 м, г. Оси Горб – 763,3, г. Крайна – 705,5 м). Ідеально простежується орографічний уступ до Передкарпаття заввишки 150–300 м поміж селами Княжелука і Вигода.

Вигодська морфоструктура (1.2.4) сформувалася у синклінальному зниженні на контакті Орівської і Берегової скиб у районі злиття рік Свічі і Мизунки. Характерною особливістю Вигодської улоговини є її добра терасованість. Висоти терас рік Мизунки і Свічі в межах улоговини такі, м: першої – 0,5–0,75, другої – 2,5, третьої – 5,5–6,0, четвертої – 15–17, п'ятої – 35, шостої – 70–75. Схили та уступи середніх і високих терас розчленовані ярами і балками.

Межиріччя Свічі і Лімниці у Береговому низькогір'ї займає *Вигодсько-Перегінська морфоструктура* (1.3), яку долина р. Чечви розділяє на Грабівську і Дубівську морфоструктури четвертого порядку.

У будові морфоструктури беруть участь переважно відклади менітової світи олігоцену. У південно-східній частині (Дубівська морфоструктура) досить поширені відклади бистрицької і манявської світ еоцену. А на лівобережжі р. Лімниці трапляються відклади стрийської світи (верхня крейда).

Грабівська морфоструктура (1.3.1) займає межиріччя Свічі і Чечви. Північно-східна межа морфоструктури збігається з орографічним уступом до Передкарпаття, південно-західна проходить по долині р. Ілемки. Протяжність морфоструктури з північного заходу на південний схід близько 10 км, ширина – 5–7 км. Абсолютні висоти коливаються в межах 500–780 м. Найвищі вершини в північно-західній частині (на краю Карпат):

г. Забуй (778,6 м), г. Конт (557,9 м). У південно-східній частині розміщена найвища вершина Грабівської морфоструктури – г. Спаська (785,7 м), дещо південно-східніше – г. Горіла (686,4 м). Згадані дві частини Грабівської морфоструктури, розділені долиною р. Манівки, можна вважати морфоструктурами п'ятого порядку.

Дубівська морфоструктура (1.3.2), яка займає межиріччя Чечви і Лімниці, має найбільші абсолютні висоти для всього Берегового низькогір'я. У південно-західній її частині розміщений хребет з Вершинами Вовкан (818,2 м), Гірський Верх (978,1 м), Верхня (981,0 м). Північно-східніше простягається хребет з вершинами Луги (846 м) і Голиця (925 м), який сильно розчленований долинами рік Дуби і Млинівки та їхніх численних приток. Біля краю Карпат добре виділяються у рельєфі масивні куполоподібні підвищення з вершинами Онежевата (706,6 м), Репне (632,3 м).

Згадані вище хребти і масиви є морфоструктурами п'ятого порядку. Водночас добре фіксовані у рельєфі морфоструктури п'ятого порядку блокового типу (поперечні), які займають межиріччя Чечви–Дуби, Дуби–Млинівки, Млинівки–Лімниці.

На межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської розміщена *Туравська морфоструктура* (1.4). Берегова скиба тут звужується до 3–4 км. У будові морфоструктури беруть участь відклади менілітової, бистрицької, манявської та вигодської світ. Антиклінальна складка поперечними розломами розділена на декілька блоків. Низькогірний хребет, що на ній сформувався, має переважні абсолютні висоти від 650 до 900 м. Найвища вершина – г. Турава – 940,4 м. Хребет розчленований поздовжніми (Велика і Мала Турава) і поперечними долинами (верхів'я р. Лукви). До Передкарпаття підходить яскраво вираженим уступом заввишки 100–175 м в околицях сіл Луквиця і Богрівка.

На межиріччі Бистриці–Солотвинської–Бистриці–Надвірнянської Берегове низькогір'я розширюється. Берегова скиба в районі Битківського нафтового родовища має максимальну ширину 11–12 км (Глушко, Круглов, 1971; Ладиженський,

В'ялов, Расточинська, 1966) і відома в геологічній літературі як Битківський покрив. Ядро великого антиклінального підняття складене відкладами верхньої крейди (стрийська світа). Берегова скиба на цій ділянці має вигляд пластини товщиною 200–300 м. В околицях Биткова зафіксовано три тектонічні вікна з відкладами вортищенської серії Бориславського покриву Передкарпатського прогину.

У північно-східній частині Битківського покриву є три тектонічні останці Орівської скиби (найбільший з них – останець гори Крепи). Отже, значна частина Битківського покриву перекрита насувом Орівської скиби на південному заході, а в зоні контакту з моласами Передкарпатського прогину занурюється на значну глибину (1 500–1 700 м). Через це у рельєфі на Берговій скибі добре простежується смуга шириною 5–6 км, яка охоплює в південно-західній частині басейн р. Битковчик. Тут сформувалася *Манявсько-Битківська морфоструктура* (1.5), яка долиною р. Манявки розділена на Манявську і Битківську морфоструктури четвертого порядку.

Провідну роль у будові морфоструктур відіграють відклади дрібноритмічного флішу менілітової, бистрицької, манявської і частково стрийської світ. Переважні максимальні абсолютні висоти коливаються в межах 600–800 м.

Манявська морфоструктура (1.5.1) займає межиріччя Бистриці-Солотвинської–Манявки. В рельєфі домінують окремі вершини і невисокі пасма, схили яких ускладнені зсувами, обваль-но-осипними процесами, розчленовані численними потоками і зворами. Найвищі вершини – г. Кічера (911,8 м), г. Вапенька (791,5 м). Орографічний уступ до долини р. Бистриці-Солотвинської має висоту 150–200 м.

Битківська морфоструктура (1.5.2) розміщена на межиріччі Манявки і Бистриці-Надвірнянської. Долина р. Битковчик розділяє її на дві частини, які можна вважати морфоструктурами нижчого порядку. Південно-західна частина має більші абсолютні і відносні висоти. Найвищі вершини – г. Діл (994,7 м) і г. Яршиця (891,6 м) – розміщені на межиріччі Манявки–Бухтовця.

На лівобережжі р. Битковчика абсолютні і відносні висоти поступово знижуються на краю Карпат до 500–650 м (найвища вершина – Велика Гига – 701,6 м). Досить обширні вирівняні ділянки біля цих вершин П. Цись (1957) уважав залишками найдавнішої поверхні вирівнювання. Територія сильно розчленована притоками рік Битковчика, Манявки, Бистриці-Надвірнянської. Глибина розчленування коливається в широких межах – від 50–70 до 200–300 м.

На правобережжі р. Бистриці-Надвірнянської Берегова скиба різко звужується до 4–5 км, а в долині р. Прут має ширину до 3 км. З південного заходу її перекидає насуп Орівської скиби. Межі річчя Бистриці-Надвірнянської і Пруту в межах Берегового низькогір'я займає *Білозорино-Делятинська морфоструктура* (1.6), для якої характерними особливостями рельєфу є окремі куполоподібні вершини, що нагадують ерозійно-денудаційні останці. Найпомітніші серед них г. Чертени (779,4 м) у верхів'ях потоку Стримба Мала, а також вершини Страгора (880,7 м) і Лисаня (779 м), розміщені вздовж краю Карпат. Схили невисоких хребтів і окремих вершин сильно розчленовані численними притоками рік Бистриці-Надвірнянської і Пруту, зокрема, долиною р. Любижні з притоками. Відносні висоти над головними долинами сягають 300–400 м. Чітко виражений уступ до Передкарпаття (поверхня Лоевої) в околицях сіл Стримба і Лоева досягає 250–300 м.

У будові морфоструктури беруть участь відклади менілітової, бистрицької, манявської і вигодської світ. Поперечні розломи розділяють структуру на окремі блоки, що й стало головною причиною виникнення численних масивів з куполоподібними вершинами.

На правобережжі р. Прут у межах Берегового низькогір'я виділена *Ославська морфоструктура* (1.7). Берегова скиба звужується тут до 1,5 км, а місцями її повністю перекидає Орівська скиба. В будові морфоструктури беруть участь переважно відклади нижньо- і середньоменілітової (лоп'янецької) підсвіт. У межах морфоструктури є декілька відокремлених куполо-

подібних вершин з порівняно похилими схилами (крутістю не більше 5–10°). Найчіткіше серед них виділяються г. Стражниця (573,6 м) південно-східніше с. Заріччя та г. Кіпча (698,9 м) на межиріччі потоків Раховець і Водичний.

3.1.2. Орівська морфоструктура

Орівська морфоструктура сформувалася на однойменній скибі, яка простягається від кордону з Польщею до кордону з Румунією. Максимальна ширина скиби 12–14 км у долинах рік Пруту і Чечви, мінімальна – 3–6 км на крайньому північному заході і південному сході. Амплітуда насуву на Берегову скибу і Покутський покрив становить 12–15 км (Круглов, 1986). У північно-західній частині в складі Орівської скиби виділяють чотири вузькі луски, на південний схід від р. Тисьмениці – дві луски: північна доходить до Покутського покриву на правобережжі р. Прут, а південна (Поляницька) – до кордону з Румунією.

На північному заході в Орівській морфоструктурі чітко простежується хребет з м'якими обрисами гребеневої лінії і куполоподібними вершинами (гори Кошарка – 652 м, Левидро – 575, Вислич – 515 м та ін.). У будові антикліналей беруть участь відклади стрийської (верхня крейда), а також головнинської і спаської світ (нижня крейда). У південно-східному напрямі до долини р. Стрий абсолютні висоти дещо зростають (гори Роточиця – 762 м, Хорошівка – 705, Биковець – 728, Магура – 720 м). Поміж хребтами розміщені поздовжні долини (ріки Опаки, Бориславка, Звориць та ін.), південно-західніше – вищий масив Циховий Діл (939 м).

На межиріччі Стрию–Мизунки–Свічі на загальному фоні срозійного низькогір'я трапляються екзотичні форми звітрування ямненських пісковиків (Скелі Довбуша на Стрийсько-Сукельському межиріччі).

У Горганах, на межиріччі Свічі й Лімниці, Орівська морфоструктура значно розширена. Гірські хребти приурочені до ядер антикліналей, де відслонені вузькі смуги відкладів стрийської і

ямненської світ. Від головних хребтів північно-західного–південно-східного напрямку відходять численні відроги різної орієнтації. Найчіткіше виділяється хребет з вершинами Нягрин (1 185 м), Магура (1 155 м), Верх Сехліс (1 365 м), сильно розчленований ріками Ілемкою, Чечвою та їхніми притоками на окремі масиви блокового типу. Північніше розміщений хребет Вовкан (1 017 м) – найвищий для цього регіону в межах крайового низькогір'я.

У басейні р. Бистриці-Солотвинської з Орівською скибою пов'язані найвищі хребти Гриньків і Чортка. Абсолютні висоти коливаються в межах 1 100–1 300 м, відносні – 400–500 м. Пригребеневі частини хребтів покриті кам'янистими розсипищами. Круті схили (35–37°) розчленовані численними потоками з глибиною врізу до 150–250 м.

У басейнах рік Бистриці-Надвірнянської і Пруту Орівська морфоструктура має найбільшу ширину. З крайовим низькогір'ям пов'язані численні хребти з вирівняними пригребеневими поверхнями. Найчіткіше зафіксований у рельєфі хребет на межиріччі Битковчика і Бухтівця з вершинами Діл (995 м), Плотки (964 м). Продовженням його на правобережжі Бистриці-Надвірнянської є хребет з вершинами Бзовачка (950 м) і Коняч (944 м). П. Цись (1957) уважав ці гребені (відносні висоти 400–500 м) залишками давньої поверхні вирівнювання. Такі ж відносні висоти пригребеневих поверхонь мають пасма на лівобережжі Пруту (межиріччя Перемиські і Любижні).

З крайовим низькогір'ям у цьому регіоні межує хребет Чортка на лівобережжі р. Бистриці-Надвірнянської (поміж рік Бухтівець і Хрепулів) з максимальними абсолютними висотами 1294 і 1322 м. Хребет розгалужений на численні відроги. Один з них з'єднує його з хребтом Станімир. Хребти розділені поздовжніми долинними, які є (так само як і хребти) морфоструктурами третього або четвертого порядків у межах Орівської морфоструктури другого порядку.

Орівська морфоструктура значно розширена у басейні р. Прут (до 15 км). У фронтальній частині скиби відслонені

відклади стрийської світи, зібрані у дрібні готичні складки. Смуга поширення цих відкладів у басейні р. Прут має ширину до 8 км.

Біля с. Дора виявлено тектонічне порушення, яке розділяє Орівську скибу на дві луски: Делятинську і Яремчанську. Виходи ямненських пісковиків у цьому порушенні представлені у рельєфі г. Пірс-Дора (лівий берег р. Прут) і г. Добриця (правий берег р. Прут).

Абсолютні висоти зростають до вододілу Пруту і Бистриці-Надвірнянської (г. Синечка, 1 401 м) і поступово спадають до долини р. Прут (г. Черногориця, 991 м, на межиріччі Кам'янки і Жонки).

На правобережжі р. Прут з Орівською скибою пов'язане гірське пасмо, яке слугує вододілом поміж правими притоками р. Прутця Чемиговського і верхів'ями рік Ослави і Лючки з вершинами Рокита Велика (1 110 м), Стеришора (1 074 м), Цапуль (1 046 м).

Це пасмо продовжується і в басейні р. Черемош. На лівобережжі воно простежується вершинами Брустурський Буковець, Буковець Річка (1059 м), на межиріччі Черемошу і Сірету – вершини Кінаска (1 081 м), Букова (1 080 м), у верхів'ях р. Серетулу – г. Петроушна (1 129 м). З Яремчанською лускою Орівської скиби в Буковинських Карпатах пов'язаний хребет Травен–Томнатик з максимальними абсолютними висотами 1 221,7 і 1 159,9 м.

Орівська морфоструктура в північно-західній (Бескиди) частині на значній довжині утворює орографічний уступ до Передкарпаття з відносними висотами 100–300 м.

Між долиною р. Стривігору і кордоном з Польщею розміщена *Кропивницько-Тернавська морфоструктура* (2.1), яку долина р. Вирви розділяє на *Кропивницьку* (2.1.1) і *Тернавську* морфоструктури (2.1.2) четвертого порядку. Характерними літологічними особливостями цих морфоструктур, як і всієї Орівської морфоструктури, є домінування відкладів стрийської світи. Виняток становить край берегового уступу, де трапляються ділянки Берегової скиби з виходами флішу менілітової світи. Максимальні висоти коливаються в межах 500–550 м.

Межиріччя Стривігору і Дністра займає *Старосільська морфоструктура* (2.2), яка в рельєфі представлена низькогірним хребтом (максимальні абсолютні висоти 647,6 (Лиса гора) і 651,7 м (г. Кошарки) з плавною гребеневою лінією і похилими схилами. Найбільші висоти приурочені до ділянки Старосільського блокового підняття. Морфоструктура розчленована долинами численних приток Стривігору і Дністра. Межиріччя Дністра–Бистриці–Підбузької займає *Старосамбірсько-Сторонська морфоструктура* (2.3). Долина р. Сприні, яка збігається з Монастирецьким розломом, розділяє її на дві морфоструктури нижчого порядку – Старосамбірську і Сторонську.

Старосамбірська морфоструктура (2.3.1) 50–80-метровим уступом переходить до долини Дністра. Аналогічна ситуація у південно-східній частині морфоструктури в долині р. Сприні. Абсолютні висоти у Старосамбірській морфоструктурі коливаються в межах 450–600 м (максимальна висота 663,8 м).

Сторонська морфоструктура (2.3.2) досить крутим уступом заввишки 50–90 м обривається до долини р. Бистриці–Підбузької в околицях сіл Урож і Підбуж. Максимальна висота у північній частині – 626,8 м, у південній – 582,9 м (г. Рубана). Поздовжня долина потоку Сторонка розділяє її на дві морфоструктури нижчого порядку.

Межиріччя Бистриці–Підбузької–Тисьмениці займає *Підбузька морфоструктура* (2.4), яка у рельєфі представлена хребтом північно-західного–південно-східного простягання з вершинами Магура (729,1 м), Биковець (734), Хорошівка (705,2), Бухів (668,9 м) та ін. До Передкарпаття морфоструктура утворює добре виражений уступ.

Для цієї морфоструктури, як і для всього Дністерсько–Бистрице–Підбузького межиріччя, а особливо басейну Бистриці–Підбузької, є характерна наявність багатьох поперечних розломів, які в рельєфі фіксовані блоковими підняттями з куполоподібними вершинами. Всі ці підняття відділені одне від одного долинами річок різного порядку.

Між верхів'ями рік Тисьмениці і Східниці на північному заході і долиною р. Стрий на південному сході розміщена *Східнице–Ямельницька морфоструктура* (2.5), центральна частина якої приурочена до Орівського блокового підняття фундаменту.

Максимальна припіднятість припадає на хребет Цюховий (939,4 м), що в центрі *Східницької морфоструктури* (2.5.1) четвертого порядку. У південно-східному напрямі абсолютні і відносні висоти поступово зменшуються (гори Турків – 846,2 м, Дів – 847,8, Повзоло – 819,2 м). У будові морфоструктури беруть участь переважно відклади стрийської світи (верхня крейда), а також менілітової і яменської світ. Виходи яменських пісковиків в околицях сіл Урич і Ямельниця утворюють оригінальні за формою скелі. Зі Східницькою морфоструктурою пов'язані родовища нафти.

Південно-східніше потоку Ямельниця розміщена *Ямельницька морфоструктура* (2.5.2), яка до долини р. Стрий біля сіл Верхне і Нижне Синьовидне обривається добре вираженим у рельєфі орографічним уступом заввишки 100–150 м. З двома антиклінальними складками пов'язані два паралельні хребти, які є морфоструктурами п'ятого порядку. Один з них розпочинається в околицях с. Орів (Рівна Гора, 765,9 м) і простягається вздовж долини р. Ставки – Комарницькі гори, г. Соколовець (682,3 м), г. Голий Верх (591,0 м). Інший хребет простягається від околиць с. Ямельниця по поздовжньому відрізу долини р. Стрий до с. Верхне Синьовидне з вершиною 770,6 м, г. Чуприна (728,7 м), г. Під Балками (624,0 м). Територія сильно розчленована численними долинами потоків і зворів різного простягання (поперечні, поздовжні та ін.).

При злитті рік Стрию й Опору в околицях сіл Верхне і Нижне Синьовидне утворилася *Синьовиднівська улоговина* (2.5.3), яку вважаємо морфоструктурою четвертого (у разі врахування сумірності – п'ятого) порядку. Сформувалася у смузі поширення відкладів менілітової світи, а також блокового зниження фундаменту.

Від долини р. Стрий до долин рік Мизунки і Свічі простежується поступове зростання абсолютних і відносних висот.

Постійними є значні зміни і в геологічній будові – різко зменшується роль верхньокрейдових відкладів, домінує еоценовий і олігоценний фліш, що пов'язують із зануренням обох антиклінальних складок, які беруть участь у будові цього відрізка Орівської морфоструктури – *Труханів-Мизунської морфоструктури* (2.6). Для Труханів-Мизунської морфоструктури характерні м'які обриси пригребеневих поверхонь, плавна гребенева лінія, переважання куполоподібних вершин, досить широкі долини головних рік з похилими схилами.

Власне ці долини розділяють морфоструктуру на: Бубницьанську (межиріччя Стрию і Сукелю), Слобода-Болехівську (межиріччя Сукелі і Лужанки), Розтоцьку (межиріччя Лужанки і Мизунки) і Новомизунську (межиріччя Мизунки і Свічі) – морфоструктури четвертого порядку.

Бубницьанська морфоструктура (2.6.1) представлена куполоподібними масивами з г. Попівце (744,9 м) у центральній частині і двома гірськими ланцюгами (можна трактувати як морфоструктури п'ятого порядку) карпатського простягання з вершинами Гранична (546,2 м) і Мев (608,5 м) на північному сході та Млинка (606,8 м) і Почар (676,0 м) на південному заході.

До долини рік Опору і Стрию, а також Сукелю вона підходить добре вираженими орографічними уступами заввишки 100–150 м. Розчленована численними долинами потоків, які на значній довжині мають круті урвисті береги (басейн Тишвиниці, Глибокої та ін.). В околицях с. Бубнище на схилах г. Погар трапляються скельні виступи яменських пісковиків (рис. 9).

Слобода-Болехівська (2.6.2) морфоструктура на межиріччі Сукелю й Лужанки має вигляд компактного, порівняно невеликого гірського масиву, сильно розчленованого притоками рік Сукелю й Лужанки. Тут, як і в попередній морфоструктурі, зберігається карпатський напрям простягання окремих гірських пасом. На південному заході вони фіксовані вершинами Чорногора (606,4 м) і Томнатик (898,4 м), а на північному сході – г. КлиMOVEць (705 м).

На південний схід від долини р. Лужанки абсолютні висоти різко зростають і досягають у *Розтоцькій морфоструктурі* (2.6.3)

і 035,8 (г. Половатинець) і 1 119 м (г. Церковище). Крутість північно-східних схилів, а також схилів, які підходять до долин Лужанки і Мизунки, досягає 30–35°, південно-західних – 20–27°. Хребет розчленований верхів'ями численних потоків, які часто мають урвисті береги (урочище Мигла, верхів'я потоків Солотвин і Путна).



Рис. 9. Виходи ямненських пісковиків в околицях с. Бубнище

Новомизунська морфоструктура (2.6.4) на межиріччі Мизунки і Свічі має вигляд масивного блока з куполоподібною вершиною (г. Лиса – 1 158,7 м), від якої відходять численні відроги у різних напрямках. Один з них з'єднує масив г. Лисої з хребтом північно-західного–південно-східного простягання з найпомітнішою вершиною г. Кіголо (1 125, 9 м).

На межиріччі Свічі та Лімниці Орівська морфоструктура значно розширюється – від 5–6 км у долині р. Свічі до 8–10 км у долині р. Лімниці. Межиріччя займає *Нягрин-Сехліська морфоструктура* (2.7) третього порядку, яка поперечними долинами рік Ілемки і Чечви розділена на морфоструктури четвертого

порядку: Підліську (межиріччя Свічі та Ілемки), Суходільську (межиріччя Ілемки і Чечви з Менчилкою), Липовецьку (межиріччя Чечви і Лімниці).

Підліська морфоструктура має дві масивні куполоподібні вершини Нягрин (1 185,3 м) і Магура (1 156,0 м), у будові пригребеневої частини яких беруть участь ямненські пісковики. Провідну роль у будові морфоструктури відіграють відклади манявської, вигодської і бистрицької світ еоцену, а також менілітової світи олігоцену.

Продовженням цього хребта в *Суходільській морфоструктурі* (2.7.2) є хребет Сехліс (1 316,8 м). У північно-східній частині Суходільської морфоструктури простежується ще один хребет північно-західного–південно-східного простягання з вершинами Стовп (1 079,1 м) і Сивакова (1 024,4 м). Обидва ці хребти є морфоструктурами п'ятого порядку і приурочені до двох антиклінальних складок (лусок) Орівської скиби. Схили сильно розчленовані численними притоками рік Чечви й Ілемки.

У *Липовецькій морфоструктурі* (2.7.3) (межиріччя Чечви–Менчилки і Лімниці) виділяються також два паралельні хребти карпатського простягання, розділені поздовжньою долиною потоку Свиний (притока Лімниці). Південно-західну частину морфоструктури займає хребет Верхній Сехліс (1 356 м), а північно-східну – Під'яворник (1 200 м), які є морфоструктурами п'ятого порядку.

На межиріччі Лімниці і Бистриці–Солотвинської розміщена *Гриньківська морфоструктура* (2.8) третього порядку. Хребет Гриньків (1 254,8 м) займає південно-західну частину межиріччя. Пригребеневі частини південно-західних і північно-східні схили покриті кам'янистими розсипищами. Схили розчленовані притоками Бистриці–Солотвинської і Лімниці. Відрогом майже меридіонального напрямку хребет Гриньків з'єднаний з північно-східним хребтом із вершинами Лопата (854,5 м) і Клим (963,2 м). Обидва ці хребти є морфоструктурами п'ятого порядку.

Межиріччя Бистриці–Солотвинської–Бистриці–Надвірнянської займає *Чортківська морфоструктура* (2.9) третього поряд-

ку. Орівська морфоструктура в долині Бистриці-Надвірнянської має ширину до 10–11 км. Абсолютні висоти хребта Чортка сягають 1 100–1 250 м (г. Чортка, 1 257,3 м; г. Горган, 1 239,8 м). Уздовж гребеневої лінії простягається вузькою смугою (до 50 м) похило випукла поверхня, яку місцями змінює скелястий гребінь із ямненських пісковиків. Відносні висоти до долин потоків Сем'ятин і Хрепулів коливаються в межах 400–500 м. У будові південно-західних схилів провідну роль відіграють ямненські пісковики, які в пригребеневих частинах схилів утворюють кам'янисті розсипища, у будові північно-східних – відклади стрийської світи (верхня крейда). Тут простежується у вигляді окремих вершин (гори Бзинковачка – 1 011,3 м, Лускавець – 1 032,0 м) паралельне до хребта Чортка пасмо, яке є морфоструктурою нижчого порядку.

Північно-східні схили хребта Чортка розчленовані верхів'ями р. Манявки, потоків Плоского і Бухтовця, південно-західні – притоками Семятина і Хрепулова. Крутість схилів у долинах потоків сягає 35–37°.

У будові південно-східної частини Чортківської морфоструктури переважають дрібноритмічні сланці стрийської світи. Через це притоки р. Бистриці-Надвірнянської розчленували хребет на окремі відроги різних напрямів, які закінчуються переважно масивними куполоподібними вершинами (г. Горган, г. Лускавець та ін.).

Максимальну ширину Орівська морфоструктура має в басейні р. Прут, зокрема, на межиріччі Бистриці-Надвірнянської і Пруту. На правобережжі р. Прут її ширина – 10–12 км, на лівобережжі – 12–14 км. Поміж долинами рік Бистриці-Надвірнянської і Пруту сформувалася *Пасічнянсько-Яремчанська морфоструктура* (2.10) третього порядку. Характерна особливість та, що в її будові беруть участь переважно відклади верхньої крейди (стрийська світа). Масивні пісковики ямненської світи відслонені вузькими смугами в пригребеневій частині схилів, а також беруть участь у будові південно-східної частини морфоструктури.

У межах Пасічнянсько-Яремчанської морфоструктури виділяють дві морфоструктури четвертого порядку північно-західного–південно-східного простягання: Пасічнянсько-Синечкінську із середньогірним рельєфом і Вавторову з низькогірним рельєфом.

Пасічнянсько-Синечкінська морфоструктура (2.10.1) представлена хребтом карпатського простягання і добре зафіксована вершинами Пасічанка (1 212,8 м), Підсмеречек (1 251,6), Синечка (1 400,9 м). На ділянках північно-західної частини хребта (вододіл між басейнами р. Зелениці і потоку Розтока) добре простежується пригребенева вирівняна поверхня, що дало підстави П. Цисю (1966) вважати її залишками давньої поверхні вирівнювання. В будові цієї частини хребта беруть участь переважно відклади стрийської світи. Крутість південно-західних схилів – 24–26°, північно-східних – 30–35°.

Північно-східні схили розчленовані притоками р. Розтока, більшість долин має V-подібну форму з глибиною врізу 250–350 м. У місцях виходу пісковиків долини потоків мають форму неглибоких ущелин. Похиліші південно-західні схили розчленовані притоками р. Зелениці з глибиною врізу 100–250 м.

У південно-східній частині хребта абсолютні і відносні висоти зростають і сягають максимуму на г. Синечка (1 400,9 м) і хребті Підбуковець (понад 1 300 м). Характер хребта змінюється через те, що в його будові беруть участь масивні пісковики ямненської світи. Схили вкриті кам'яними розсипами, крутіші північно-східні схили обвальні (г. Синечка). Північно-східні схили розчленовані верхів'ями рік Перемиська, Кам'янка, Жонка та інших, південно-західні – притоками р. Зелениці.

Морфоструктура Вавторової (2.10.2) розміщена в північно-східній частині Пасічнянсько-Яремчанської морфоструктури. Складається з окремих масивів, зорієнтованих у „карпатському” напрямі, з добре вираженими у рельєфі масивними вершинами (гори Студена Клева, 1 046,7 м; Вавторова, 1 059,1; г. Пірс-Дора, 961,5 м), від яких відходять численні відроги у різних напрямках. Серед них найчіткіше виділяється хребет Свинарка (864,5 м),

що відходить у північно-східному напрямі від г. Вавторової. Долинами численних потоків басейнів рік Кам'янка, Перемиська, Розтока та інших морфоструктура розбита на окремі блоки, які є морфоструктурами нижчих порядків.

У будові морфоструктури важливе місце посідає ритмічний фліш стрийської світи. Масивні ямненські пісковики відслонені неширокими смугами на схилах і в пригребеневій частині окремих вершин (г. Пірс-Дора), де сформувалися поля кам'яних розсипищ, а також скельні відслонення заввишки від 3 до 20 м (рис. 10).

Південно-східну частину Орівської морфоструктури у Скибових Горганах займає *Запрутська морфоструктура* (2.11) третього порядку. Ширина морфоструктури у припрутській частині досягає 12–14 км. У її будові беруть участь декілька складок (лусок) карпатського простягання, які добре



Рис. 10. Скельні відслонення на р. Прут

фіксовані елементами рельєфу і представлені трьома морфоструктурами четвертого порядку: Яворової–Рокити, Маковиці–Чемеговської і Хеги–Шекелювки.

Морфоструктура Яворової–Рокити (2.11.1) на північному сході межує з Ославською морфоструктурою Берегового низькогір'я. В рельєфі представлена хребтом з вершинами Малява (845,0 м), Яворова (997,5), Рокита Велика (1 110,7), Рокита Мала (1 105,9 м), які мають куполоподібну форму. В будові хребта бере участь дрібноритмічний фліш стрийської світи, що сприяло

формуванню пригребеневих пологих або вирівняних поверхонь на абсолютних висотах 900–1 100 м. У північно-західній частині на межиріччі потоків Боярський і Малявський є виходи масивних ямненських пісковиків, з якими пов'язані скельні відслонення у пригребеневій частині і кам'яні розсипи.

Морфоструктура Маковиці–Чемеговської (2.11.2) розміщена на правобережжі Прутця-Чемеговського і Пруту (в околицях м. Яремча і с. Микуличина), на південному сході межує з морфоструктурою Яворової–Рокити. На відміну від морфоструктури Яворової–Рокити, в її будові беруть участь, крім відкладів стрийської світи, ямненські пісковики, відклади манявської, вигодської і бистрицької світ. З північного заходу (від долини р. Прут) на північний схід морфоструктура фіксована вершинами Маковиця (984,5 м), Чемеговська (1 127,2), Штав'єра (1 122,9 м). Розчленована правими притоками Прутця-Чемеговського (Пичний, Скісний, Форещинка, Левущик, Цапалець, Збанулець та ін.) на окремі відроги блокового типу, які є морфоструктурами п'ятого порядку.

Вузькою смугою від долини р. Прут до меридіального відрізка р. Прутця-Чемеговського (урочище Токарчик) на лівобережжі Прутця-Чемеговського простежується *морфоструктура Хеги–Шекеловки* (2.11.3), в будові якої провідну роль відіграють ямненські пісковики. Значна частина Орівської структури в цьому регіоні перекрита насувами Сколівської скиби і скиби Парашки (на вододілі Пруту і Чорного Черемошу). В рельєфі добре виділяються куполоподібні вершини Хега (1 117,1 м), Шекеловка (1 284,0), урочище Під Бердами (1 301,8 м), пригребеневі частини яких і північно-східні схили вкриті кам'яними розсипищами. Численними лівими притоками Прутця-Чемеговського (Поломисти, Хичка, Шекеловка та ін.) розділена на окремі блоки (морфоструктури п'ятого порядку).

Дещо інший тип рельєфу в Орівській морфоструктурі, і ландшафту взагалі, зафіксовано на південному сході від вододілу між басейном р. Прут і басейнами рік Лючки і Пістинки, тобто в межах Покутських Карпат. Морфоструктура звужується від 8–

10 до 3–5 км, з південного заходу перекрита скибою Парашки, на 100–150 м знижуються абсолютні висоти. Ландшафт нагадує „верховинський” – більше половини території зайнято населеними пунктами (села Космач, Шепіт, Снідавка, Черетів, Буковець, Білоберізка) і сільськогосподарськими угіддями.

Поміж вододілом басейну р. Прут і долиною Черемошу розміщена *Космацько–Білоберіzkівська морфоструктура* (2.12), яка поперечними відріzkами долин рік Брустури і Рибниці розділена на три морфоструктури четвертого порядку: Космацьку (між вододілом і долиною р. Брустури), Снідавську (між долинами рік Брустури і Рибниці) і Білоберіzkівську (між долинами рік Рибниці і Черемошу).

У межах цих морфоструктур добре простежується поздовжній („карпатський”) напрям головних орографічних елементів, представлених двома пасмами – середньогірним і низькогірним, що сформувалися на двох лусках Орівської скиби і є морфоструктурами п'ятого–шостого порядків.

Середньогірне пасмо у *Космацькій морфоструктурі* (2.12.1) розпочинається вершиною Лисина Космацька (1 465,1 м) з північно-східним відрогом г. Суропатул (1 156,9 м). У південно-східному напрямі (на правобережжі р. Пістинки) продовженням пасма є вершина Грегіт (1 472,0 м) з північно-східним відрогом (хребет Прелука, 1 188 м). Північно-східні схили хребтів сильно розчленовані долинами потоків басейну р. Пістинки, південно-західні – притоками рік Прутця-Чемеговського та Ільці.

Північно-східне низькогірне пасмо має абсолютні висоти в межах 700–900 м, на 70–80% зайняте населеними пунктами і сільськогосподарськими угіддями.

У *Снідавській морфоструктурі* (2.12.2) середньогірне пасмо фіксоване найвищою вершиною Чорний Грунь (1 387,5 м) і хребтом Ігрець (1 311,8 м). На гребеневій лінії хребта розміщено п'ять вершин-зубців, від хребта у північно-східному напрямі відходять поперечні відроги, розчленовані верхів'ями рік Річки і Безульки – приток р. Рибниці.

Між верхів'ями р. Рибниці (перевал Буковець – 810,3 м) і долиною р. Черемошу розміщена *Білоберіzkівська морфоструктура* (2.12.3). Орівська морфоструктура біля перевалу Буковець звужена до 3–4 км. У Білоберіzkівській морфоструктурі добре фіксований хребет Буковець з вершинами Копилат (1 155,5 м) і Писаний Камінь (1 221,4 м). На схід від г. Писаний Камінь уздовж долини потоку Млинський закладена синкліналь Писаного Каменю, де спостережено унікальне явище літологічної інверсії рельєфу – найстійкішим ямненським пісковикам відповідає зниження у рельєфі. Синклінальна долина розділяє морфоструктуру на два розгалуження: вище (від 1 017,0 до 1 224,5 м) південно-західне і нижче (г. Лисинка, 951,2 м) північно-східне.

На південний схід від долини р. Черемош в Орівській морфоструктурі є два розгалуження, розділені синкліналлю Писаного Каменю. Через це у *морфоструктурі Бочкова–Травена* (2.13), що займає межиріччя Черемошу і Сірету, простежується дві луски, до яких приурочені два хребти. Північно-східна луска орографічно виражена менш помітно. В її центральній частині є найвища вершина цього пасма г. Садниста (1 143,3 м), на північний захід і південний схід від якої висоти поступово знижуються до 700–800 м. Північно-східна межа морфоструктури на значній довжині проходить по долині р. Товарниці (права притока Черемошу) і долині р. Лопушни (ліва притока Сірету).

Південне пасмо чітко простежується через усе межиріччя від с. Петраші в долині Черемошу до с. Долішній Шепот у долині Сірету і фіксована вершинами Бочків (1 240 м), Травен (1 221,7) і Фрунтя (1 062,8 м). Південно-західна межа морфоструктури проходить на значній довжині по долині р. Бісків (права притока Черемошу) і долині р. Петровець (ліва притока Сірету – Барсуки). Провідну роль у будові морфоструктури відіграють відклади стрийської світи (верхня крейда).

На схід від долини р. Сірет Орівська морфоструктура значно розширюється. Тут розміщені морфоструктури четвертого порядку *Томнатик* (2.14.1) і *Букова* (2.14.2). Вони є продовжен-

ням морфоструктури Бочків–Травен. Хребет Томнатик від хребта Букова відділяють долини потоків Ластун (права притока Сірету) і Фальків (ліва притока Сучави). Масивніший хребет Томнатик має одноманітну гребеневу лінію (950–1 150 м, найвища вершина – 1 159,9 м), круті, сильно розчленовані схили.

Вужче північне пасмо (хребет Букова) слугує вододілом між притоками Сірету та Малого Сірету і Сучави. Для нього також характерна наявність пологовипуклої пригребеневої поверхні з абсолютними висотами 850–1 100 м (найвищі вершини г. Букова – 1 080,2 м, г. Петроушка – 1 139, 6 м).

3.1.3. Сколівська морфоструктура

Сколівська морфоструктура відповідає однойменній Сколівській скибі, яка насунена на Орівську з амплітудою 8–10 км. Її ширина 3–4 км на північному заході і південному сході, 8–10 км у центральній частині.

На північному заході у Сколівській морфоструктурі виділяється хребет з вершинами Свиничир (622 м), Заміля (724), Кільчин Горб (826), Виділок (858), Стрицький Верх (826), Коханий Діл (810), Вороненка (807 м) та ін. Різниця абсолютних висот хребтів Сколівської та Орівської морфоструктур становить 70–90 м.

На межиріччі Стрию, Опору та Орави простежується різке зниження Сколівської морфоструктури. На значній довжині вона успаdkована долиною р. Стрий (долина між селами Підгородці і Корчин).

На межиріччі Стрию і Мизунки–Свічі Сколівська морфоструктура утворює чіткий уступ до Орівської і Берегової морфоструктур (рис. 11). Абсолютні відмітки в межах Сколівської морфоструктури на 200–300 м вищі, ніж у берегових скиб і досягають 925 м (г. Ключ). Ця різниця пов'язана також з літологічним складом порід, які беруть участь у будові скиб. У Сколівській домінують відклади стрийської світи (верхня крейда), у Береговій і Орівській – олігоценний фліш.

У басейнах Лімниці і Бистриці-Солотвинської скиба майже повністю виклинює, її перекриває скиба Парашки. У басейні



Рис. 11. Уступ Сколівської морфоструктури в долині р. Стрий

Бистриці-Солотвинської з цією скибою пов'язаний хребет Верх Пасічний–Полецький.

Сколівська скиба добре виражена у рельєфі в басейні р. Прут. На лівобережжі р. Прут вона представлена хребтом Явірник, у будові якого провідну роль відіграють ямненські пісковики. Пригребенева частина, а також південно-західні схили покриті кам'яними розсипищами. Абсолютні висоти – від 1 200 до 1 432 м.

На правобережжі р. Прут у Сколівській морфоструктурі найчіткіше виділяється хребет з вершинами Лиснів (1 257 м), Чорний Погар (1 266 м), Сихолка (1 290 м). На південний схід від Прут-Черемоського вододілу Сколівська скиба виклиное, і її перекриває насув скиби Парашки. Деякі автори (Кульчицький, 1968, 1978) вважають, що вона, як і скиби Орівська і Парашки, доходить до кордону з Румунією.

Від кордону з Польщею до долини р. Дністер у Сколівській скибі виділяють (Круглов, 1986) дві вузькі луски, розділені крутим насувом (60–70°). У рельєфі ці луски виражені слабо, майже не помітні.

Між кордоном з Польщею і долиною р. Стривігор розміщена *Міговська морфоструктура* (3.1). Невисокий хребет (максимальна висота в урочищі Котинський Ліс – 621 м) північно-західного–південно-східного простягання розчленований глибоко врізаними притоками Стривігору і Вирви, які на значній довжині мають дуже круті й уривисті береги. Поздовжні відрізки цих долин закладені вздовж вузьких смуг виходів аргілітів і алевролітів менілітової світи. Провідну роль у будові морфоструктури відіграють відклади стрийської світи.

Межірччя Стривігору і Дністра займає *Старявсько-Тернівська морфоструктура* (3.2), яку долина р. Яблоньки розділяє на *Великосушицьку* (3.2.1.) і *Белицьку* (3.2.2) морфоструктури четвертого порядку. Подібно до Міговської, морфоструктура розчленована численними притоками рік Стривігору і Дністра, які мають круті й уривисті береги. Максимальні абсолютні висоти у Великосушицькій морфоструктурі дещо перевищують 700 м (гори Валінська – 591,6 м, Велика Сушиця – 732,6, Зомкля – 724,6 м), у

Белицькій – 640–703 м. У долині р. Дністер біля сіл Тершів і Спас Сколівська морфоструктура звужується до 2,5–3,0 км. У долині р. Дністра біля с. Спас відслонені найдавніші відклади Скибової зони – нижньокрейдові (спаська світа).

На схід від долини р. Дністер морфоструктура поступово розширюється, приблизно на 100–120 м зростають абсолютні і відносні висоти. Межиріччя Дністра–Бистриці–Підбузької займає *морфоструктура Виділка* (3.3) – асиметричний хребет з плавними обрисами гребеневої лінії і куполоподібними вершинами (Кильчин Горб – 826,6 м, Виділок – 858,8, Струський Верх – 826,6, Пуста – 826,0, Вороненка – 806,9 м).

Межиріччя Бистриці–Підбузької–Стрию займає *Кропивницька морфоструктура* (3.4.1) четвертого порядку. В її будові, як і в будові морфоструктури Виділок, провідну роль відіграють відклади верхньої крейди (стрийська світа). В долині р. Стрий біля с. Рибник у ядрі антикліналі є відклади нижньої крейди (спаська світа).

У рельєфі морфоструктура фіксована масивними куполоподібними вершинами Кобила (813,2 м), Княжий Див (833,7), Мельнична (818,7), Вершище (879,9), Товста (823,5 м). Поперечний розлом біля с. Новий Кропивник розділяє морфоструктуру на дві частини, які мають деякі відмінності в геологічній будові. Ці дві частини в разі детальнішого поділу можна вважати морфоструктурами п'ятого порядку.

На правому березі р. Стрий до долини р. Опір зі Сколівською скибою пов'язана *Крушельницька морфоструктура* (3.4.2), фіксована вершинами Лишків (750,5 м), Кобила (806,4), Добжена (824,5 м).

Зі Сколівською скибою на відрізку між селами Новий Кропивник, Підгородці, Крушельниця пов'язаний поздовжній відрізок долини р. Стрий. Тут скиба ускладнена поперечними розломами, досить різкими звуженнями і розширеннями головних структурних елементів, різноманітністю літологічного складу відкладів. Усе це позначилось на будові долини, зокрема, на утворенні великої кількості меандр.

У долині р. Опору біля м. Сколе скиба значно розширена і на межиріччі Опору і Сукелю досягає ширини 8–9 км. На цьому межиріччі сформувалася *Ключівська морфоструктура* (3.5.1) (найвищі вершини г. Ключ – 929,7 м і г. Сукіль – 906 м). У Сколівській скибі на цій ділянці фіксують значні деформації в осьовій частині, поперечні розломи. Долинами численних потоків долина розділена на окремі блоки – відроги головного хребта. В будові морфоструктури починає переважати палеогеновий фліш.

На межиріччі Стрию і Мизунки Сколівська морфоструктура поступово звужується. Абсолютні і відносні висоти зростають. Тут виділяють *морфоструктуру Яворинки* (3.5.2) (найвища вершина – г. Яворинка, 1 131,2 м). Переважні абсолютні висоти хребта і його відрогів коливаються в межах 800–1 000 м. Притоки Сукелю і Мизунки, верхів'я Лужанки сильно розчленували морфоструктуру, у багатьох місцях ці ріки мають урвисті береги, порожисті русла.

Межиріччя Мизунки і Свічі займає *морфоструктура Щавної* (3.5.3) (найвищі вершини: г. Щавна у північно-західній частині – 1 173 м, вершина з позначкою 1 232,4 м у південно-східній частині морфоструктури). В будові морфоструктури переважають флішові відклади палеогену й еоцену. Притока Мизунки П'янка розділяє морфоструктуру на два масивні блоки з куполоподібними вершинами, від яких у різних напрямках відходять численні відроги.

На межиріччі Свічі та Лімниці простежуються складні відношення між Сколівською й Орівською скибами, які ускладнені насувами різної амплітуди. Зафіксовано потужний насув скиби Парашки на Сколівську скибу. У Сколівській морфоструктурі переважає дрібноритмічний фліш. Пісковики ямненської і стрийської світ відслонені вузькими смугами в ядрах антиклінальних складок. Усе це зумовило значне розчленування морфоструктури ріками Ілемкою і Чечвою та їхніми численними притоками. Межиріччя між цими долинами зайняті численними масивними куполоподібними вершинами, від яких відходять

відроги в різних напрямках. Максимальні абсолютні висоти їх коливаються в межах 900–1 150 м (найвища точка розміщена східніше долини Ілемки з двома вершинами – г. Круглий Верх, 1 146 м і 1 197 м).

На Свіча–Лімницькому межиріччі в межах Сколівської морфоструктури можна виділити дві морфоструктури нижчого порядку: *морфоструктуру Круглого Верху* (3.6.1) між долиною Свічі та верхів'ями Чечви (г. Круглий Верх) і *морфоструктуру За Тодором* (3.6.2) між верхів'ями Чечви і долиною Лімниці (найвищі вершини г. За Тодором (1 027 м) і г. Козарка (1 138 м)).

Межиріччя Лімниці і Бистриці–Солотвинської займає *морфоструктура хребта Верх Пасічний* (1 296–1 504 м)–*Полецька* (1 166 м) (3.7). Пригребенева частина хребта Верх Пасічний, а також його південно-західне відгалуження – це найширша (100–150 м) вирівняна поверхня, над якою піднімаються окремі куполоподібні вершини з відносними висотами 15–30 м. У будові хребта беруть участь масивні пісковики ямненської світи, які утворюють поля кам'яних розсипищ у пригребеневій частині та в крутішій нижній частині схилів.

Із цією морфоструктурою біля долини р. Бистриці–Солотвинської пов'язано декілька відокремлених масивних вершин (Полецька – 1 166,0 м, Журавлева Клева – 1 061,8, Терничка – 1 076,0 м), у будові яких також беруть участь ямненські пісковики. Кам'яні розсипища на їхніх схилах у разі втручання людини стають схилами обвального-осипного зносу і накопичення.

Одна від одної вершини відокремлені глибокими долинами з дуже крутими схилами лівих приток Бистриці–Солотвинської – потоків Бистрик і Кузьменець Великий та Малий.

Продовженням хребта Верх Пасічний–Полецька на правобережжі Бистриці–Солотвинської є масив з вершиною г. Буц (1 290,8 м) і хребет Станислав (г. Станислав, 1 546,3 м).

Характерною особливістю *морфоструктури Станислав* (3.8), яка займає межиріччя обох Бистриць, є своєрідне розчленування схилів хребта Станислав, через що дуже круті схили трапляються і на північному сході, і на південному заході. В будові хреб-

га найпомітніша участь відкладів ямненської і стрийської світ. Вузькою смугою ямненські пісковики відслонені в пригребеневій частині хребта Станімир і на південно-західних схилах, а в масиві г. Буц – у верхній і середній частині південно-західних схилів. Північно-східні схили хребта розчленовані поперечними притоками потоків Сем'ятин (права притока Бистриці-Солотвинської) і Хрепуліва (ліва притока Бистриці-Надвірнянської). Південно-західні схили розчленовані притоками Бистриці-Солотвинської і потоку Максимець (ліва притока Бистриці-Надвірнянської).

Крутість пригребеневої частини північно-східних схилів хребта Станімир сягає 30–35° і більше. В середній частині схилів простежується декілька відокремлених вершин, укритих кам'яними розсипищами. Вони приурочені до вузької смуги ямненських пісковиків, яка витягнута паралельно до долини р. Хрепулів. Долини потоків у цих місцях мають увривисті береги.

Північно-західна пригребенева частина хребта Станімир зайнята полого випуклою поверхнею, яка покрита кам'яними розсипищами, а місцями – малопотужним шаром елювіальних суглинків.

Щодо поширення Сколівської скиби на схід від долини р. Бистриці нема єдиного підходу. Деякі автори вважають, що вона тут виклинюється (Ладиженський, В'ялов, Расточинська, 1966). Інші вчені (Круглов, Максимов, 1968; Круглов, 1986) переконані, що Сколівська скиба, як Орівська і Парашки, простягається на всю довжину Українських Карпат.

Орографічно Сколівська скиба простежується і східніше долини Бистриці-Надвірнянської. Продовженням хребта Станімир на правобережжі є група масивних вершин, які займають межиріччя Бистриці-Надвірнянської–Черника, Черника–Ситного, Ситного–Зубрівки–Зелениці. Найпотужнішими серед них виглядають масиви з г. Козя (1 420,3 м) і г. Товста (1 399,6 м), які є ніби нижчою сходинкою хребтів Поленського і Довбушанки.

Продовження цих масивів на південному сході – хребет Явірник, який займає межиріччя рік Зелениці (поперечний відтинок) і Пруту. Через це на межиріччі Бистриці-Надвірнянської і

Пруту у Сколівській морфоструктурі виділяємо дві морфоструктури нижчих порядків: Козі–Товстої і Явірника.

Найвища пригребенева частина схилів у морфоструктурі *Козі–Товстої* (3.9.1) приурочена до смуги ямненських пісковиків і вкрита великобриловими кам'яними розсипищами. Гребені майже на всій довжині скелясті. Нижче по схилу розсипища поступово переходять в обвальні-осипні схили. Численні потоки, які розчленовують схили, мають дуже круті, місцями урвисті схили і є селенебезпечними.

Морфоструктура Явірника (3.9.2). У будові північно-західної частини хребта Явірника (1 431,9 м) беруть участь ямненські пісковики, з виходами яких у пригребеневій частині і на південно-західних схилах пов'язані значні масиви кам'яних розсипів. Крутість південно-західних схилів коливається в широких межах – 20–35°. Північно-східні схили значно крутіші (30–45°). У пригребеневій частині на довжині 2,5 км відслонення ямненських пісковиків утворює майже прямовисну урвищу стінку.

У південно-східній частині хребта Явірник (1 243,1 м) переважають відклади стрийської світи, як і на північно-східних схилах цілого хребта, які розчленовані верхів'ями потоків Чепелів, Багровець, Явірник та ін. У місцях перетину смуг пісковиків стрийської і вигодської світ їхні долини мають V-подібний вигляд та урвищні корінні береги.

Продовження хребта Явірник на правобережжі р. Пруту у Сколівській морфоструктурі – хребет з вершинами Леснів (1 256,9 м) і Чорний Погар (1 266,2 м). *Морфоструктура Чорного Погара* (3.10) є крайньою південно-східною у Сколівській морфоструктурі другого порядку. В районі г. Сихолка (1 290,2 м) Сколівська скиба різко занурюється, і її повністю перекриває скиба Парашки. Тут же фіксують насув скиб Парашки і Сколівської на Орівську. Цікавий тектонічний вузол добре відображений орографічно і фіксований вершинами Гордя Доброківська (1 356,8 м), Гордя (1 478,7), Лисина Космацька (1 465,1 м). Абсолютні і відносні висоти на південний схід від морфоструктури Чорного Погара зростають на 100–200 м і більше.

Пригребеневі частини південно-західних схилів у морфоструктурі Чорного Погара мають крутість 15–20°, північно-східні – 25–35°. Крутість південно-західних схилів у середній частині різко зростає, що пов'язано з виходами ямненських пісковиків. На цих схилах трапляються осипища, значні площі припадають на схиліві розсипи.

Схили розчленовані численними правими притоками р. Піхи з глибиною врізу до 100–150 м.

3.1.4. Морфоструктура Парашки

Морфоструктура Парашки у вигляді кількох ланцюгів хребтів простежується вздовж усього Скибового покриву. З нею пов'язані максимальні абсолютні висоти Скибових Карпат. Через це її можна вважати їхньою „орографічною віссю”, подібно до того, як П. Цись (1968) вважає Полонинсько-Чорногірські Карпати „орографічною віссю” всіх Українських Карпат.

Сформувалася морфоструктура Парашки на однойменній скибі, ширина якої переважно коливається в межах 2–8 км. На північному заході в скибі виділяють дві луски (південна – Мальманстальська), від долини р. Рибник до басейну Бистриці-Надвірнянської – одну, а південно-східніше – знову дві. Від долини р. Черемошу на південний схід скиба Парашки різко занурюється, у її будові домінують відклади олігоцену, що позначилося на рельєфі (м'які обриси вершин, менш круті схили).

На межиріччі Стривігору і Дністра в морфоструктурі виділяється масивний хребет з вершинами Кобила (749 м), Свиный (752 м). У південно-східному напрямі висоти поступово зростають на межиріччі рік Дністер і Стрий – на 100 м (гори Вишка – 844 м, Маловенка – 848, Буковець – 805, Ісайська – 812 м). Максимальні висоти цієї морфоструктури у Beskidському блоці зосереджені на межиріччях Опору–Стрию–Мизунки. Добре виділяються два паралельні монолітні симетричні хребти: Парашки (вершини Кругла, Великий Верх, 1 177 м; Парашка, 1 268; Оброслий Верх, 1 177; Корченка, 1 179; Мутна, 1 261; Буковинець, 1 259 м) і приурочений до Мальманстальської

антикліналі (вершини Буківська, Липова, Видноха, 1 365 м; Кривий Верх, 1 072 м). На межиріччі Мизунки і Свічі морфоструктура Парашки представлена хребтом Хом (1 344 м), схили якого сильно розчленовані верхів'ями потоків Троян, Соколів, Сапотей та ін.

Між ріками Свіча і Лімниця виділяється компактний і масивний хребет Аршиця, приурочений до лобової частини скиби Парашки з потужними виходами пісковиків ямненської світи. Максимальні абсолютні висоти перевищують 1 500 м (гори Горган Ілемський – 1 587 м, Верх-Слобушниця – 1 561, Нередів – 1 553 м).

Продовженням цього гірського ланцюга на правобережжі р. Лімниця є хребет Матахів (гори Висока – 1 803 м, Ігровець – 1 804 м), який дає початок найвищій частині Скибових Горганів між долинами рік Лімниця і Пруту. Від вершини Ігровець хребет змінює південно-східний напрям на південний і з'єднується із Сивулянським хребтом.

Сивулянський хребет приурочений до крайньої південної частини скиби Парашки – Сивулянської антикліналі, ядро якої складене ямненськими пісковиками. З цією морфоструктурою (третього порядку) пов'язані максимальні висоти Скибових Карпат – г. Лопушна (Велика Сивуля) – 1 836,0 м, г. Мала Сивуля – 1 818,5 м. Від головного хребта відходять численні відроги, найбільший з яких – хребет Менчул. Схили хребта розчленовані численними притоками верхів'їв рік Лімниця, Бистриці-Солотвинської і Бистриці-Надвірнянської.

У південно-східному напрямі продовженням Сивулянського хребта на лівобережжі р. Бистриці-Надвірнянської є хребет Боярин-Максимець з вершинами Негрова (1 602 м), Короткан (1 675), Гавор (1 551), Лиса (1 423), Максимець (1 489 м). На межиріччі Бистриці-Надвірнянської і Пруту у морфоструктурі Парашки найчіткіше фіксовані хребти Скалки (г. Скалки Верхні, 1 596,8 м), Поленський (г. Поленська, 1 693,0 м), Довбушанка (гори Довбушанка – 1 754,6 м), Медвежик – 1 736 м)), Синяк (г. Синяк, 1 665 м), Хом'як (г. Хом'як, 1 542 м). Хребти, особли-

во Довбушанка, масивні, мають великі поля кам'яних розсипів, своєрідну будову схилів (наявність структурних уступів).

На правобережжі р. Прут зі скибою Парашки пов'язаний хребет, що має скелястий гребінь і вершини Гребінь (1 040,0 м), Кобила (1 336,8 м). На лівобережжі Чорного Черемошу продовженням його є хребет з вершинами Ротило (1 483,0 м), Біла Кобила (1 476,9 м). Між с. Усть-Путила і кордоном з Румунією до морфоструктури Парашки приурочений хребет з вершинами Ракова (1 287,7 м), Сена (1 279,8 м), Осередок (1 365,6 м), Лунгуль (1 377,4 м). З північно-східною межею скиби Парашки у Буковинських Карпатах пов'язаний хребет Чіохелька–Чимірна з максимальними абсолютними висотами 1 347 і 1 274 м. Якщо дотримуватися тектонічного поділу Я. Кульчицького (1968, 1973), то це пасмо треба пов'язати зі Сколівською скибою.

Хребти Ракова–Щурдин, Чіохелька–Чимірна, Травен–Гомнатик (Орівська морфоструктура) розділені вузькими поздовжніми долинами, по яких течуть притоки Черемошу і Сірету (Черепанка, Бисків Великий, Звараш, Петровець, Барсуки, Зубринець та ін.).

Між долиною р. Дністер і кордоном з Польщею у скибі Парашки добре простежуються дві луски, з якими пов'язані низькогірні хребти. Вони розділені поздовжніми відрізками долин, уздовж яких закладене синклінальне зниження.

Північно-східний хребет (*морфоструктура Кобили* (4.1.1)) фіксований вершинами Кобила (749,0 м), Свиний (752,3 м), Воронюв (565,2 м). Схили хребта (північно-східні і південно-західні) розчленовані численними потоками, зворами, балками, круті береги яких часто ускладнені дрібними зсувами. Долинами Дністра, Линінки, Яблуньки і Стривігору морфоструктура розділена на поперечні (блокові) морфоструктури четвертого–п'ятого порядків.

Південно-західний хребет (*морфоструктура Магури* (4.1.2)) простежується від долини Дністра до кордону з Польщею вершинами в урочищі Оленій (722,0 м) і Магури (736,2 м). Долина

р. Линінки розділяє хребет на дві морфоструктури п'ятого порядку.

Межиріччя Дністра і Стрию займає *Топільницька морфоструктура* (4.2). Ця ділянка морфоструктури Парашки обмежена розломами в долині Дністра і Стрию. Синклінальне зниження, до якого приурочені поздовжні долини р. Топільниці (права притока Дністра) і потоку Свидник (ліва притока Стрию), розділяє її на дві морфоструктури четвертого порядку: Маловенки і Ділоцьку.

Морфоструктура Маловенки (4.2.1) приурочена до фронтальної антиклінальної скиби Парашки і в рельєфі виражена хребтом карпатського простягання з численними куполоподібними вершинами: Гострий Верх (777,8 м), Крулики (811,9), Вишка (838,5), Маловенка (848,2), Кругла (783,3), Щербин (812,4), Буковець (804,9 м). У будові морфоструктури переважають відклади стрийської світи.

Ділоцька морфоструктура (4.2.2) приурочена до Мальманстальської антикліналі, яка на цій ділянці поступово занурюється у північно-західному напрямі й у долині р. Дністер виклинює. У рельєфі їй відповідає невисокий хребет, фіксований вершинами Ісаївська гора (812 м), Ділок (726 м) та ін. Північно-східні схили хребта розчленовані притоками р. Топільниці, численними зворами з урвистими берегами.

Межиріччя Стрию й Опору приурочене до поперечного Парашківського підняття, з яким пов'язані найбільші максимальні висоти Бескидської ділянки Скибової зони. Ділянка Парашківського підняття представлена двома антиклінальними складками, які розділені вузьким синклінальним зниженням, майже не помітним у рельєфі. Південно-західніше Парашківської антикліналі на Стрийсько-Опирському межиріччі добре простежується Мальманстальська антикліналь.

Через це в межах *Парашківської морфоструктури* (4.3) (межиріччя Стрию й Опору) добре виділяються дві морфоструктури четвертого порядку карпатського простягання: *Парашки-Великого Верху-Щавини* (4.3.1) і *Кривого Верху-Видноги-Буківської* (4.3.2).

Перша з них представлена хребтом з вершинами Корчанка (1 178,8 м), Оброслий Верх (1 177,0), Парашка (1 270,5), Великий Верх (1 177,5), Щавина (1 035,8), Горб (885,6 м). Хребет має чітко виражену асиметрію схилів (північно-східні схили набагато крутіші).

У будові морфоструктури домінують відклади стрийської світи, серед яких трапляються невеликі ділянки з відкладами головнинської світи. В північно-західному напрямі в будові морфоструктури переважають відклади еоцену й олігоцену. У цьому ж напрямі простежується зменшення абсолютних і відносних висот.

У північно-східному напрямі від головного хребта відходять численні відроги з максимальними висотами 800–940 м, відділені один від одного долинами правих приток р. Стрий – Мала річка, Велика річка, Крушельниця, Сопіт. Численні притоки цих річок сильно розмежують ці відроги, їхні схили дуже круті (до 25–30°).

Морфоструктура, яка сформувалася на Мальманстальській складці, фіксована з південного сходу на північний захід вершинами Кривий Верх (1 072,0 м), Виднога (1 132,4), хребет Середній (1 006,0), Липовали (944,2), Буківська (998,5 м). В будові хребта беруть участь потужні товщі відкладів стрийської світи. На південний схід від г. Кривий Верх Мальманстальська антикліналь занурюється в долині р. Мала Бутивля і перекрита насупом скиби Зелем'янки. Долина Рибника розділяє морфоструктуру на дві морфоструктури нижчого порядку. Північно-західна частина з вершинами Буківська і Липовали має на 100–150 м нижчі абсолютні і відносні висоти. В будові цієї частини морфоструктури домінує еоценовий і олігоценний фліш.

На межиріччі рік Опору і Мизинки у смузі поширення скиби Парашки сформувалася *морфоструктура Зелем'янки–Чорної Охли* (4.4). Ця ділянка морфоструктури Парашки, як і на межиріччі Стрию–Опору, приурочена до блокового поперечного підняття (Магурського). Про це свідчить поширення тут стрийської світи, а також поява стратиграфічних вікон з відкладами

головнинської світи. У рельєфі морфоструктура представлена середньогірським хребтом із зубчастою гребеневою лінією і пірамідоподібними вершинами, висоти яких перевищують і 100– і 200 м.

З вузькими смугами поширення відкладів менілітової світи пов'язані глибоко врізані поздовжні ділянки долин рік Зелем'янки (права притока р. Опір), Бязи (права притока Бесарабки–Щавини), Соболиці (ліва притока Мизунки), по яких проходить зона контакту між скибами Зелем'янки і Парашки.

Долини рік Бесарабки–Щавини (один з витоків р. Сукелю) розділяє морфоструктуру на дві морфоструктури четвертого порядку: Зелем'янки і Чорної Охли–Буковинця. Вона успадкувала поперечне порушення у скибі Парашки. Свідченням цього є морфологічні особливості долини – V-подібний профіль, круті схили, відслонення корінних відкладів у руслі й на схилах.

У морфоструктурі Зелем'янки (4.4.1), яка займає північно-західну частину межиріччя Опору–Мизунки, панівне становище посідає монолітний хребет Зелем'янки (1 265,3 м) з г. Мутна (1 261,0 м). Дуже круті (25–30°) північно-східні схили хребта сильно розчленовані верхів'ями потоків Павлів, Чудилів, Кам'янка (праві притоки р. Опір) і витоками р. Сукіль – Сукіль Перший, Сукіль Другий. Менш круті південно-західні схили хребта розчленовані правими притоками Зелем'янки (Озірний, Тимшарів та ін.).

Прямолінійність цих потоків (на північно-східних і південно-західних схилах), глибокий вріз русел, дуже круті, місцями урвисті береги, свідчать про приуроченість їх до поперечних тектонічних порушень. Долини цих потоків виокремлюють численні відроги хребта Зелем'янки. Найпомітніші серед них північно-східне відгалуження хребта Зелем'янки з вершиною Кичера Кам'яниста (1 067 м) і південно-західне з вершиною Менчил (1 216 м).

Морфоструктура Чорної Охли–Буковинця (4.4.2) займає межиріччя Бесарабки (верхів'я р. Сукіль) і Мизунки та має риси рельєфу, що більше подібні до горганського типу. В будові хребта карпатського простягання з вершинами Буковинець (1 258,9 м)

і Чорна Охла (1 287,2 м), крім відкладів стрийської світи, беруть участь ямненські пісковики. На схилах окремих вершин трапляються кам'яні розсипи й осипи. Схили хребта, крутіші північно-східні (25–35°) і похиліші південно-західні (20–25°), розчленовані численними поперечними і поздовжніми долинами – притоками Сукелю, Лужанки і Мизунки.

Межиріччя Мизунки і Свічі займає *морфоструктура Хом* (4.5). Скиба Парашки на цьому межиріччі звужена до 3–4 км. Хребет Хом має дуже круті (30–35°) північно-східні схили і дещо похиліші (15–25°) південно-західні. Пригребеневу частину займає слабо нахилена поверхня, над якою піднімаються конусоподібні вершини (найвища – г. Хом, 1 344 м). У будові морфоструктури провідну роль відіграють відклади стрийської світи. Схили хребта розчленовані верхів'ями потоків Троян, Соколів, Сапотей та ін.

На межиріччі Свічі й Лімниці скиба Парашки поступово розширюється у південно-східному напрямі й у долині Лімниці (околиці с. Осмолода) досягає 6–7 км. На межиріччі сформувався *морфоструктура Аршиці* (4.6). Хребет Аршиця є найкомпактнішим і масивним гірським хребтом у Скибових Горганах. Він приурочений до виходів відкладів стрийської і ямненської світ у лобовій частині скиби Парашки. Найвища частина хребта складена ямненськими пісковиками, що посприяло порівняно слабкому розчленуванню його схилів і формуванню великих масивів з кам'яними розсипищами. З північного заходу (від долини Свічі) на південний схід (до долини Лімниці) хребет фіксований найбільшими вершинами: Великий Пустошак (1 423,0 м), Горган Ілемський (1 586,9 м), Верх Слобушниця (1 561,4 м), Нередів (1 553,0 м).

Середні і нижні частини північно-східних схилів хребта Аршиці, у будові яких беруть участь відклади дрібноритмічного флішу стрийської світи, сильно розчленовані численними притоками Лімниці, Чечви, Свічі (Камінець, Менчилка, Казарка, Невчена, Ілемка, Ільма). Ті ж частини південно-західних схилів, де відслонені пісковики ямненської світи, похиліші, з меншою

густотою розчленування (правими притоками Правича і лівими притоками Мшани й Молоди). Ці потоки не виробили глибоких долин і протікають у кам'янистих жолобах, засипаних брилами і щебенем.

На межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської зі скибою Парашки пов'язана найвища частина Горганів і всіх Скибових Карпат. Скиба Парашки тут розширена до 8 км. Територія південно-східніше долини р. Лімниці відома також у літературі як скиба Татарова.

Морфоструктурою третього порядку межиріччя Лімниці–Бистриці–Солотвинської є *Сивулянська* (4.7) (за назвою найвищого хребта з вершинами Лопушна (Велика Сивуля) 1 836 м) і Сивуля (Мала Сивуля) 1 818,5 м).

Північно-західна частина морфоструктури розпочинається хребтом Матахів, який дуже круто опускається в долину Лімниці. В південно-східному напрямі простягається майже на 7 км до г. Висока (1 803 м). Пригребенева поверхня покрита кам'яними розсипами (ямненські пісковики). Північно-східні схили хребта короткі, дуже круті (30–35° і більше). Південно-західні схили крутістю 20–25° і менше численними відрогами опускаються до долини Лімниці й потоку Бистрик.

Від вершини Високої, яка нагадує піраміду і піднімається над вирівняною поверхнею хребта на 200 м, відходять два потужні відроги: на південь–південний схід до г. Ігровець (1 804,3 м) і на північний схід до г. Середня (1 638,7 м). На західних і східних схилах г. Ігровець є заглибини з урвистими схилами, які деякі дослідники (Стадницький, 1959; 1964) вважають льодовиковими карами. Про можливість фірнового зледеніння у Горганах писали Є. Ромер (1909), П. Цись (1955) та інші автори. Південне відгалуження хребта південніше г. Ігровець поступово знижується і виходить зі смуги ямненських пісковиків, утворюючи в урочищі Борівка сідловину, яка відділяє масив Ігровця від Сивулянської антикліналі. В рельєфі хребта різко виділяються вершини Мала Сивуля і Лопушна (Велика Сивуля). Мала Сивуля складена хаотичним нагромадженням великих брил ямненських

пісковиків і має форму конуса. Північні схили надзвичайно круті й урвисті, через що на них часто утворюються обвали, кам'яні потоки.

Характерною морфологічною особливістю південних схилів Сивулянського хребта є наявність великої кількості безводних улоговин з плоским дном, що засипане уламковим матеріалом. Їхнє утворення пов'язують з активними процесами денудації внаслідок морозного звітрювання (Ромер, 1904).

Від вершини Мала Сивуля у північно-східному напрямі відходить хребет Менчул (Спаденка) висотою 1 400–1 600 м. Північно-західні схили до долини р. Лопушна дуже круті, південно-східні похило опускаються в долину Бистриці-Солотвинської. Пригребенева поверхня хребта покрита кам'яними розсипами, притоки рік Бистриці-Солотвинської і Лопушної протікають у великих порожистих руслах, трапляються водоспади.

За деякими відмінностями у морфології і структурно-літологічних особливостях Сивулянську морфоструктуру розділяють на дві морфоструктури четвертого порядку: *Матахова–Високої–Ігровця* (4.7.1) і *Лопушної–Сивулі–Менчула* (4.7.2).

Південно-східним продовженням Сивулянського хребта на правобережжі Бистриці-Солотвинської є хребет з вершинами Негрова (1 675,4 м), Короткан (1 675,4 м), Гавір (1 551,4 м), Лиса (1 423,5 м), Максимець (1 489,0 м). Верхня ділянка долини Бистриці-Солотвинської, закладена вздовж тектонічного порушення, є дуже контрастною орографічною межею між двома хребтами. Абсолютні висоти на межиріччі Бистриці-Солотвинської і Бистриці-Надвірнянської на 150–300 м нижчі, ніж на Сивулянському хребті (межиріччя Бистриці-Солотвинської–Лімниці).

З північного сходу морфоструктура *Короткана–Максимця* (4.8) обмежена поздовжніми долинами Максимця (ліва притока Бистриці-Надвірнянської) і Дошинки (права притока Бистриці-Солотвинської), з південного заходу – поздовжньою долиною Салатрука (ліва притока Бистриці-Надвірнянської), яка вироблена у кросненських відкладах.

Схили хребта сильно розчленовані притоками рік Бистриці-Солотвинської, Дощинки, Бистриці-Надвірнянської, Салатрука і Максимця. Поміж долинами цих потоків утворилися численні північно-східні і південно-західні відгалуження. Серед них найпомітнішим є південно-західний відріг з вершиною Окопи (1 243,9 м) і північно-східний з урочищем Середній Грунь, яке виходить на хребет Станислав. Кам'яні розсипища покривають тільки окремі вершини хребта, решта зайнята полонинами (4.9.1) (доволі рідкісне явище для хребтів Горганів).

Верхні і середні частини дуже крутих північно-східних схилів укриті кам'яними розсипами. Значну крутість (до 30° і більше) мають і південно-західні схили хребта, які також укриті кам'яними розсипами. Розміри уламкового матеріалу зменшуються вниз по схилу. На схилах часто трапляються кам'яні потоки з великими конусами винесення.

У північно-східній частині хребта від вершин Лиса і Максимець до долин Бистриці-Надвірнянської і Салатрука відходять декілька скелястих гребенів. Переважна частина схилів покрита кам'яними розсипами, які в нижніх частинах схилів часто змінені обвалью-осипними схилами. Більшість потоків, які розчленовують схили є селенебезпечними.

Межиріччя Бистриці-Надвірнянської–Пруту займає *Довбушанська морфоструктура* (4.9), структурно-літологічна основа якої – південна смуга ямненських пісковиків скиби Парашки. Орографічно вона є продовженням найвищої частини Скибових Горганів – хребтів Сивулянської і Короткан-Максимецької морфоструктур. Довбушанська морфоструктура відрізняється від інших гірських хребтів Горганів різкістю форм, масивністю і великими розмірами полів кам'яних розсипищ.

З південного заходу морфоструктура обмежена долиною р. Довжинець (права притока Бистриці-Надвірнянської) і долиною Пруця-Яблунецького з притокою Гнилиця (ліва притока Пруту). Північно-східна межа морфоструктури проходить по долині Женця (ліва притока р. Прут), а також поздовжніми притоками у верхів'ях рік Зелениці, Зубрівки, Ситного, Черника. Попереч-

на долина Зубрівки (один з витоків р. Зелениці), закладена вздовж тектонічного порушення, розділяє морфоструктуру на дві морфоструктури четвертого порядку: Довбушанки–Поленської і Синяка–Хом'яка.

Північно-західна частина морфоструктури Довбушанки–Поленської (4.9.1) представлена хребтом Скалки з вершинами Скалки Нижні (1 300 м) і Скалки Верхні (1 597 м), а також масивом з конусоподібною вершиною Поленський (1 693 м). Північні і північно-східні схили Поленської дуже круті (30–40°), покриті великобриловими розсипищами. Хребет Скалки від Поленської відділений чітко вираженою у рельєфі сідловиною (Надія Поленська).

Південно-західні схили Поленської і хребта Скалки сильно розчленовані глибоко врізаними долинами (притоки р. Довжинець) з крутими, подекуди урвистими берегами. Відроги хребта мають гострі скелясті гребені, схили покриті кам'яними розсипищами, які нижче по схилу часто змінені схилами обвального зносу і накопичення.

Ще один хребет (Березовачка, 1 521 м) відходить від Поленської у північному–північно-західному напрямі. Від хребта Скалки він відділений ущелиноподібною долиною потоку Дзюрдинець (притока Бистриці-Надвірнянської).

Продовженням хребта Поленський на південному сході є хребет Довбушанка з максимальними висотами 1 754,6 (г. Довбушанка) і 1 736 м (г. Ведмежик). Хребет Довбушанка масивний, має великі поля розсипищ, своєрідну будову схилів (структурні уступи, урвища), а також крутість (північно-східні схили – 35–40°, південно-західні – до 30°).

На південно-західних схилах хребта є декілька структурних уступів заввишки до 10 м, які простягаються паралельно до гребеня на відстані 2–3 км. Їхнє утворення пов'язане з виходами ямненських пісковиків у лобовій частині лусок.

На північно-східних схилах часто трапляються ділянки обвальних схилів крутістю понад 50°. Північно-східніше г. Довбушанка на довжині понад 500 м простежується майже вертикальний

уступ заввишки до 150 м. Північно-західна, південно-східна і південно-західна стінки урвища утворюють неправильної форми трикутник. Урвище виникло 27 червня 1897 року внаслідок зсуву-обвалу („великий зсув”). Уламковий матеріал накопичується у замкнутій западині, з якого розпочинається кам’яна ріка завширшки до 200–250 м у верхів’ях потоку Федоцил.

Кам’яні розсипища на північно-східних схилах хребта Довбушанка поширені від гребеня до висоти 1 250–1 300 м, зрідка до висоти 1 100 м. Нижче на схилах вони дуже часто змінені ділянками обвального-осипного зносу і накопичення. Через це численні потоки верхів’їв Ситного, Зубрівки є селенебезпечними.

Морфоструктура Сияка–Хом’яка (4.9.2) відділена від Довбушанського хребта ущелиноподібною долиною Зубрівки (один з витоків Зелениці) з урвищними берегами в нижній частині схилів. Хребет Сияк відокремлений невеликою сідловиною від хребта Хом’як, який закінчується в долині р. Прут (села Кремінці–Татарів). Максимальні висоти хребта зосереджені в північно-західній і центральній частинах (г. Малий Горган, 1 592,5 м; г. Сияк, 1 665,2; г. Хом’як, 1 542,1 м) і поступово знижуються до долини р. Прут (г. Гребля, 1 251,7 м).

Вершини Сияк і Малий Горган з’єднані гострим скелястим гребенем, біля якого завдовжки 300–400 м, завглибшки 8–10 м і завширшки до 10 м у верхній частині простягається ровоподібне зниження. Це зниження з дуже крутими стінками утворилося внаслідок розтріскування пісковиків, які мають південно-західне падіння понад 80°.

Крутіші північно-східні схили хребта розчленовані верхів’ям Зелениці і правими притоками р. Женець. Максимальна крутість (понад 35°) простежується у пригребеневій частині схилів і в долинах потоків. Майже всі притоки Женця є селенебезпечними.

Менш круті (20–25°), але набагато довші південно-західні схили розчленовані притоками Прутця–Яблунецького. Поміж долинами цих потоків є численні відроги хребта. Найбільші з них розміщені між верхів’ями р. Зубрівки і долиною потоку Валь-

чинця (хребет Марищечек), а також між долинами потоків Вальчинець і Совчика. На схилах потоків багато ділянок з обвальнo-осипним зносом. У південно-східній частині хребта обвальнo-осипні схили підходять майже до русла Прутця-Яблунецького.

У долині р. Прут, особливо на його правобережжі, скиба Парашки звужена до 1,5–2,5 км. Вона представлена в басейні р. Прут одним південно-західним крилом. На південний схід від вододілу рік Прут і Чорний Черемош скиба розширюється, оскільки з'являється північно-східна луска, і потужним насувом перекидає Сколівську скибу, яка тут виклинює і насувається на Орівську скибу. Через це на межиріччі Пруту і Чорного Черемошу у морфоструктурі третього порядку *Горді-Ротило* (4.10) добре виділені дві морфоструктури четвертого порядку: Кобили–Випчинки і Горді–Ротило–Білої Кобили, які приурочені, відповідно, до південно-західної і північно-східної лусок.

У рельєфі морфоструктура *Кобили–Випчинки* (4.10.1) добре фіксована хребтом з вершинами Гребінь (1 040,3 м), Кобила (1 336,8), урочище Поље на вододілі (1 426,2) і південно-східніше вододілу вершинами Випчинка (1 368,5), Грибкова (1 237,7 м). Від г. Грибкова хребет вузькою смугою вздовж долини Бережниць плавнo опускається до долини Чорного Черемошу. Хребет порівняно слабко розчленований верхів'ями потоку Піхи (Суха Росич) і притоками потоку Вербільський у басейні Пруту та сильнo розчленований численними притоками Ільця у басейні Чорного Черемошу.

На значній довжині хребет має скелястий гребінь (відслонення ямненських пісковиків), пригребеневі частини схилів укриті кам'янистими розсипищами, які в нижніх частинах схилів місцями рухаються, створюючи осипища і кам'яні потоки. Виходи ямненських пісковиків в околицях г. Кобила утворюють на гребені скелі заввишки до 4 м.

Морфоструктура Горді–Ротило–Білої Кобили (4.10.2) розміщена між вододілом рік Прут і Чорний Черемош та долиною Чорного Черемошу. З північного заходу на південний схід вона

фіксована у рельєфі хребтом з такими вершинами: Гордя Доброківська (1 356,8 м), Гордя (1 478,7), Версалеєм (1 406,7), Ротило (1 483,2), Габорянська (1 444,5), Біла Кобила (1 476,9), Ведмежик (1212,9 м). Ця морфоструктура охоплює гірські ланцюги і вершини з найбільшими абсолютними висотами у Покутсько-Буковинських Карпатах і Запрутських Горганах. Серед них найвища вершина – Ротило, яка має вигляд гострокутного конуса і вкрита кам'яними розсипами.

Північно-східні схили хребта розчленовані верхів'ями рік Пістинки і Рибниці, а південно-західні – лівими притоками р. Ілець. Долинами цих потоків хребет розчленований на окремі масиви, над якими піднімаються гостроверхі вершини. Долини потоків вузькі й глибокі, водозбірні лійки у їхніх верхів'ях засипані уламковим матеріалом. Вершини і пригребеневі частини схилів укриті кам'яними розсипами, які нижче по схилу часто переходять в осипи.

Продовженням морфоструктури Горді–Ротили у південно-східному напрямі є морфоструктура четвертого порядку *Варатин* (4.10.3). Невеликий гірський масив займає межиріччя Чорного і Білого Черемошів при їхньому злитті; фіксований вершинами Варатин (1 038,5 м), Синиця (1 185,6), Лесничка (1 118,6), Ляльків (940,8 м). На південному заході межує з Ворохто-Путильським низькогір'ям. Широтний і меридіальний відрізки долини Чорного Черемошу оконтурюють цей масив з північного заходу, північного сходу і сходу.

На південний схід від долини р. Черемош у структурі Парашки добре простежуються дві луски, фіксовані у рельєфі паралельними хребтами. Північно-східну частину межиріччя Черемошу–Сірету і далі до кордону з Румунією у морфоструктурі Парашки займає *хребет Чіохельки–Чимірної* (4.11) – морфоструктура третього порядку. Починається ця морфоструктура на правому березі Черемошу між селами Усть-Путила і Мариничі сильно розчленованою ділянкою з окремими вершинами (1 046,4 і 1 053,9 м). Власне хребет Чіохелька починається на лівобережжі потоку Бісків Великий при злитті його з потоком Чере-

панка. Хребет має вигляд суцільного валу з насадженими зубцями вершин, що поступово підвищується у південно-східному напрямі (1 152,5 м; 1 269,8; 1 347 м, г. Чіохелька), а від г. Чіохелька до долини р. Сірет поступово знижується, виположується, вершини мають м'які куполоподібні контури.

Північно-східні схили хребта сильно розчленовані притоками потоків Бісків (права притока Черемошу) і Петровець (права притока Сірету), а південно-західні схили – притоками потоків Черепанка (притока Біскова) і Звараш (ліва притока Сірету).

Хребет Чимірна між долиною Сірету (Барсуки) і кордоном з Румунією має будову, подібну на будову хребта Чіохелька. Вузьке пасмо із зубчастими вершинами Лесничка (963,4 м), Чимирнар (1 225,2 м), Чимірна (1 306,9 м) поступово підвищується від долини Сірету, а потім поступово знижується до кордону з Румунією в напрямі долини р. Сучава.

Крутіші (25°) північно-східні схили розчленовані притоками потоків Зубринець і Чимірна, а південно-західні схили (15–20°) – притоками потоку Барсуки і лівими притоками Сучави.

Розлога поперечна долина р. Сірет (Барсуки) розділяє морфоструктуру на дві четвертого порядку: *Чіохельки* (4.11.1) і *Чимірної* (4.11.2).

З південно-західною лускою пов'язана морфоструктура третього порядку *Ракової–Осередку–Шурдина* (4.12). В ній зосереджені максимальні висоти Буковинської частини Скибових Карпат. Починається морфоструктура невеликим масивом на межиріччі Черемошу і Путили з вершиною Камінець (964,9 м). На правобережжі Путили його продовженням є хребет Ракової з вершиною 887 м, який поступово набирає висоти у південно-східному напрямі: гори Ракова (1 287,7 м), Синявка (1 279,8), Буковат (1 246,3), Осередок (1 365,6 м). Південно-східніше г. Осередок простягається плосковершинний хребет Шурдин, у будові якого, як і в будові Ракова, провідну роль відіграють відклади стрийської і яменської світ. Максимальну висоту має г. Лунгуль – 1 377,4 м.

Хребет Ракової (4.12.1) (рис. 12) має складний поперечний профіль. Південно-західний схил хребта східчасто знижується до Путильського низькогір'я зони Кросно. У цьому схилі нара-



Рис. 12. Хребет Ракової

ховують (Лящук, 1963) до п'яти–шести паралельних пасом, утворення яких зумовлене виходами літологічно стійкіших порід. Численні праві притоки р. Путила розділили південно-західний схил на окремі видовжені відроги. Північно-східні схили набагато крутіші і коротші.

Хребет Шурдин (4.12.2) значно відрізняється від хребта Ракової–Осередку масивністю, симетричною будовою і шатроподібним поперечним профілем. Від головного гребеня відходять масивні відроги, вершини яких також мають шатроподібну будову. Серед них найбільше виділяється північно-східне відгалуження з вершиною Магура (1 313,1 м) і південно-західні – з г. Зубри (1 299,4 м) і хребтом Довгегрун.

Поперечний відрізок долини верхів'я Сірету (потік Черемош) розділяє морфоструктуру на дві четвертого порядку: Ракової–Осередку і Шурдина–Лунгула.

3.1.5. Морфоструктура Зелем'янки

Морфоструктура Зелем'янки сформувалася на однойменній скибі, для якої характерним є розвиток верхньокрейдових відкладів у лобовій частині і майже пряма лінія насуву (Круглов, 1986). Ширина скиби – 3–4 км на північному заході, до 20 км і більше в перетині р. Лімниця. На межиріччі Лімниці й Пруту в скибі виділяють дві луски. На південний схід від долини р. Прут скиба занурюється, і її перекидають відклади олігоцену.

У басейнах Стривігору і Дністра зі скибою Зелем'янки пов'язаний переважно горбистий, сильно розчленований низькогірний рельєф. Південно-західна антикліналь представлена у рельєфі хребтами Оровий і Верх Оровий з абсолютними висотами 720–750 м. Південно-східніше (межиріччя Дністра і Стрию) у рельєфі Зелем'янської морфоструктури виділяється хребет завдовжки до 14 км з вершинами Вершки (693 м), Матин (792), Прислип (827 м) та ін. На межиріччі Стрию та Опору Зелем'янська морфоструктура представлена групою хребтів і окремих гірських масивів (з яскраво вираженими вершинами). Серед них хребет Буківський (998,5 м), хребет Середній (гори Видноха – 1 132,4 м, Перекоп – 1 212,9, Кремінка – 1 135,5 м). Продовженням цього ланцюга на межиріччі Опору і Мизунки є хребти з вершинами Кіндрат (1 155,9 м), Метичів (1 217,2), Магура (1 362,7 м). Межиріччя Мизунки і Свічі у межах Зелем'янської морфоструктури займає хребет Довжка (1 266 м).

На межиріччі Свічі і Лімниці Зелем'янська морфоструктура розширена. Абсолютні висоти різко зростають і в головному гірському ланцюзі перевищують 1 500 м (гори Яйко Ілемське – 1 679,9 м, Яйко – 1 595,6, г. Грофа – 1 748 м). На правобережжі р. Лімниці продовженням цього гірського ланцюга є хребет Кінець Горгану з однойменною вершиною заввишки 1 580 м, а ще далі у південно-східному напрямі – хребет Тавпіширка (Тавупширка – 1 499,6 м). Цим хребтом, яскраво вираженим у рельєфі, закінчується морфоструктура Зелем'янки. З'являється вона знову в долині р. Прут і представлена хребтом з вершиною Магура

(1 288 м) на лівобережжі і вершинами Ребровач (1 222,6 м), Ворохтинська (1 326,0), Кітулівка (1 382,9), Малий Діл (1 283,0 м) на правобережжі р. Прут. У долині Чорного Черемошу скиба Зелем'янки виклинює, і її перекривають відклади зони Кросно (Ворохто-Путильська поздовжня долина).

У північно-західній частині морфоструктури Зелем'янки (від кордону з Польщею до долини Дністра) розміщена *Верх–Оровська морфоструктура* (5.1). Південно-східна частина морфоструктури добре простежується у рельєфі досить масивними хребтами Орови і Верх Орови з абсолютними висотами 700–800 м. Структура типово скибова, складена ритмічним флішем верхньої крейди, еоцену й олігоцену. Від розміщених північніше і південніше морфоструктур Парашки і Рожанки відділена синклінальними зниженнями, по яких закладені поздовжні долини Тисовчика і Мшанця. Північно-західна частина морфоструктури (басейн р. Лининка) різко звужена, розбита численними розломами, по яких закладені потоки, має вигляд сильно розчленованого, погорбованого низькогір'я. Береги потоків круті, часто з урвистими берегами.

У пригребеневій частині хребта Верх Орови багато куполоподібних вершин. На південно-західних схилах сформувалися відроги, які підходять майже до долини Мшанця. Найчіткіше орографічно визначені відроги з вершинами Яворницько (800,5 м), Горб (739,9), Кичерка (724,3 м) та ін.

Межиріччя Дністра–Стрию *займає морфоструктура Ясениці–Матина–Прислипа* (5.2). Долина Ясениці розділяє її на дві блокові морфоструктури четвертого порядку: Ясеницьку і Матина–Прислипа.

Морфоструктура Матина–Прислипа (5.2.2) займає північно-східну частину Дністерсько-Стрийського межиріччя. В рельєфі вона представлена досить масивним, слабкорозчленованим хребтом з вершинами Вершки (693,0 м), Матин (792,9), Прислип (827,2 м), який простягається від долини Дністра до долини Стрию на 17 км. У будові хребта беруть участь відклади стрийської світи, а також еоценовий і олігоценний фліш.

Південно-західну частину межиріччя займає *Ясеницька морфоструктура* (5.2.1), обмежена долинами Дністра, Ясениці і Рип'янки. Долина Ясениці, яка розділила межиріччя на два блоки, закладена в синкліналі вздовж смуги виходів відкладів менілітової світи. Короткі симетричні хребти з куполоподібними вершинами (максимальна висота 789,7 м) у межах морфоструктури розчленовані притоками Дністра, Ясениці і Рип'янки.

На межиріччі Стрию й Опору морфоструктура Зелем'янки зужена до 3–5 км. У рельєфі простежується група невеликих масивів, що відокремлені долинами потоків, з куполоподібними вершинами у північно-західній частині. У південно-східній частині межиріччя (східніше долини Майданського Рибника) є короткі хребти з вершинами Перекоп (1 212,9 м), Секул (1 057,0), Кремінна (1 135,5 м).

За назвами вершин морфоструктуру Стрийсько-Опірського межиріччя можна назвати *Звибунки–Кічери–Перекопа–Кремінної* (5.3). Долини рік Майданського Рибника й Оряви розділяють її на три морфоструктури четвертого порядку: *Звибунки–Кічери* (5.3.1) (межиріччя Стрию і Майданського Рибника), *Перекопа* (5.3.2) (межиріччя Майданського Рибника й Оряви) і *Кремінної* (5.3.3) (межиріччя Оряви й Опору).

У будові морфоструктур беруть участь відклади стрийської світи (пригребеневі частини хребтів) і повний комплекс відкладів еоцену.

Межиріччя Опору і Мизунки займає *Магурська морфоструктура* (5.4), приурочена до Магурського блокового підняття. Для межиріччя характерна велика кількість поперечних розломів. У межах скиби Зелем'янки найбільший розлом приурочений до долини потоку Щавина, у верхів'ях якого глибока сідловина розліляє хребет на дві частини: північно-західну з вершинами Кіндрат (1 155,9 м) і Матачів (1 217,2 м) та південно-східну з вершиною Магура (1362,7 м) і хребтом Красношир (1 194,5 м). Межиріччя Соболя і Мизунки займає урочище Соболя (1 107 м) з г. Буковець (1 052 м).

У будові хребта беруть участь відклади верхньої крейди (стрийська світа), палеоцену й еоцену. З виходами ямненських пісковиків на схилах Буковця, Магури та інших вершин пов'язані кам'яні розсипи й осипи.

Північно-східні короткі схили Магурського хребта дуже круті (25–35°) і підходять близько до поздовжніх долин потоків Зелем'янка, Бряза, Соболиця, по яких проходить північно-східна межа скиби Зелем'янки. Південно-західні схили похиліші (15–25°), видовженими відрогами опускаються в долини потоків Цигли, верхів'я Соболя та інших, до яких приурочена зона контакту скиб Рожанки і Зелем'янки.

На межиріччі Мизунки–Свічі морфоструктура Зелем'янки розширена до 7–8 км. Тут сформувалася *морфоструктура Довжка* (5.5). Хребет Довжка (1266 м) простягається з північного заходу на південний схід у вигляді прямолінійного валу і займає крайню північно-східну частину межиріччя. Крутість коротких північно-східних схилів досягає 30–35°, південно-західних – 25–30°.

Поміж хребтом Довжка на півночі і Розтока (морфоструктура Рожанки) на півдні в межах морфоструктури Зелем'янки розміщено декілька гірських груп з масивними куполоподібними вершинами – Кичерка (1 136,0 м), Кругла (1 343,2), Гургулят (1 309,4), Плеша (1 349,1 м). Вони відділені одна від одної V-подібними долинами рік Ялова, Ільниця, Багонка.

Масивні ямненські пісковики відслонені вузькою смугою у привершинній частині хребтів, у будові північних схилів беруть участь відклади стрийської світи, південних – еоценовий фліш.

На схід від долини Свічі морфоструктура Зелем'янки значно розширена, особливо в долині Лімниці (ширина скиби – до 20 км і більше, у рельєфі чітко простежується смуга завширшки до 16–17 км). Характерною особливістю Скибових Горганів на межиріччі Свічі й Лімниці є масивні вершини, від яких відходять численні відроги різної орієнтації. Більшість вершин на цих відгалуженнях піднімаються вище верхньої межі лісу, вкриті кам'яними розсипищами. Орографічне розчленування має типовий радіальний вигляд.

Такий характер рельєфу на цьому межиріччі пояснюють, насамперед, структурно-літологічними особливостями. Поширення дрібноритмічного флішу (переважно менілітових сланців), чергування його з порівняно вузькими смугами масивних яменських пісковиків, тріщинуватість порід і поперечні тектонічні порушення, до яких приурочена більшість річкових долин, сприяли поділу потужних поздовжніх хребтів на окремі групи. Саме ці групи утворюють морфоструктури четвертого порядку у *Свіче–Лімницькій Зелем'янській морфоструктурі* (5.6) третього порядку. До морфоструктур четвертого порядку належать морфоструктури Яйка Ілемського–Молоди, Грофи–Попад і Дар'їва–Петроса.

Морфоструктура Яйка Ілемського–Молоди (5.6.1) займає межиріччя Свічі й Молоди. З півночі і північного сходу вона обмежена поздовжніми долинами Правича (права притока Свічі) і Мшани (ліва притока Молоди). На півдні і південному заході межа проходить на контакті Скибової зони і зони Кросно по долині Свічі й далі у верхів'я Молоди.

Північно-східний гірський ланцюг починається в долині Свічі на вододілі з р. Правич; простежується через вершини Малий Лисак (1 231,0 м), Великий Лисак (1 423,0), Яйко Ілемське (1 679,9), Яйко (1 595,6). Від долини Свічі до г. Яйко Ілемське в будові хребта беруть участь відклади стрийської світи, вище межі лісу хребет має вирівняну пригребеневу поверхню, зайняту полониною. Схили г. Яйко Ілемське вкриті кам'яними розсипищами, криволіссям. Вершина має конічну форму з дуже крутими (до 35°) північними схилами і похилими південними (20–25°). Південно-східне відгалуження хребта до долини потоку Росохан має симетричні схили і вирівняну пригребеневу поверхню з окремими куполоподібними вершинами. В будові хребта провідну роль відіграють відклади стрийської світи, на північно-західних схилах поширені вузькою смугою кам'яні розсипища. Межиріччя Росохану і Молоди займає масивна вершина Яйко з крутими північними схилами, що вкриті кам'яними розсипами.

Ще одне відгалуження від г. Яйко Ілемське відходить у південному напрямі. Хребет має вирівняну пригреневу поверхню, більша частина якої вкрита кам'яними розсипами і криволіссям. Над поверхнею хребта на 40–60 м піднімаються окремі конусоподібні вершини Укерня (1 620,3 м), Сиваня Лолинська (1 642,0 м). У верхів'ях потоку Росохан хребет повертає у північно-східному напрямі до найвищої вершини у цьому масиві – г. Молода (1 723,6 м). Масив Молоди на межиріччі Росохану й Молоди сильно розчленований численними притоками цих річок. Долини V-подібної форми, мають дуже круті схили. На північно-східних схилах Молоди, як і на схилах Яйка Ілемського і Яйка, багато ніш снігового роз'їдання.

Масив Грофи–Попаді (5.6.2), розміщений на межиріччі Молоди і Петроса, має найбільші абсолютні висоти у морфоструктурі Зелем'янки (гори Грофа – 1 748,1 м, Паренке – 1 736,4, Попадя – 1 740,6 м). У північно-східній частині масиву розміщений хребет північно-західного–південно-східного простягання з вершинами Менчил (1 330,7 м), Кінь Грофецький (1 552,8) і Канюсяк Малий (1 620,4 м), який є продовженням хребта Яйка Ілемського.

Від гори Кінь Грофецький на південь–південний захід простягається найпотужніший хребет цього масиву через вершини Грофа, Паренке, Мала Попадя (1 597,6 м). Його пригребенева поверхня має ширину від 400–500 м (у місцях перетину менілітової світи) до 1 км і більше (у місцях перетину стрийської і яменської світи). Над поверхнею хребта піднімаються стіжкоподібні вершини, від яких відходять короткі відроги карпатського простягання. Вершини і більша частина пригребеневої поверхні вкриті кам'яними розсипами, нижче по схилах на кам'яних розсипищах росте криволісся. Північно-західні і південно-східні схили хребта дуже круті й розчленовані притоками Молоди і Петроса. Потоки, які протікають у смугах поширення менілітових сланців, виробили глибокі ущелиноподібні долини, у руслах часто трапляються водоспади.

Паралельно до хребта Грофи–Паренки простягається короткий хребет Канюсяка Малого–Канюсяка Великого (1 641,6 м).

Вершини розділені глибокою сідловиною (до 220 м відносної висоти від сідловини до вершин). Схили конусоподібних вершин, а також верхні і середні частини схилів цілого масиву вкриті кам'яними розсипами. Крутість схилів особливо зростає (до 30–35°) на схилах численних потоків – приток Лімниці, Петроса, Котельця, більшість яких є селенебезпечними.

Від вершини Мала Попадя розпочинається хребет карпатського простягання. У північно-західному напрямі він поступово знижується до долини Молоди, а в південно-східному – висоти різко зростають (г. Попадя, 1 740,6 м). Вершина Попадя має форму конуса з дуже крутими північно-східними схилами. Над пригребеневою поверхнею вершина піднімається на 120–140 м. Заглибину на північно-східному схилі вершини вважають льодовиковим каром (Стадницький, 1959; 1964).

Хребет у східному–південно-східному напрямі огинає верхів'я Петроса і входить у наступний масив – Дар'їва–Петроса (5.6.3), що розміщений на межиріччі Петроса–Дар'ївки–Лімниці. На північних схилах хребта Петрос (1 707 м)–Попадя у верхів'ях р. Петрос утворилась велика водозбірна лійка з дуже крутими схилами. Південні і північно-східні схили хребта похиліші і вкриті великими масивами кам'яних розсипів.

Від г. Петрос хребет простягається в північно-східному напрямі, поступово звужується до злиття Лімниці й Петроса. Максимальна висота на межиріччі Петроса і Дар'їва досягає 1 600 м (г. Студенець), на межиріччі Петроса і Лімниці – 1 486 м. Північно-західні і південно-східні схили хребта вкриті великими масивами кам'яних розсипів, трапляються осипища, кам'яні ріки.

Межиріччя Лімниці та її притоки Дар'їв займає хребет Верх Дар'їв з найвищою вершиною г. Овул (1 609,6 м). Вершина має форму конуса, приурочена до виходів ямененських пісковиків, схили вкриті кам'яними розсипами. На дуже крутих ділянках трапляються осипи й обвали. У південно-західному напрямі від г. Овул хребет поступово знижується (до 1 200–1 300 м), тут він має м'які форми, вироблені у податливих відкладах зони Кросно.

Межиріччя Лімниці і Бистриці-Надвірнянської у межах скиби Зелем'янки займає морфоструктура *Кінець Горгану–Таупширка (Тавніширка)* (5.7). На заході–північному заході морфоструктура обмежена долиною Лімниці, на півночі–північному сході від морфоструктури Парашки відділена долинами Бистрика (права притока Лімниці) і Салатрука (ліва притока Бистриці-Надвірнянської), на півдні–південному заході межує із зоною Кросно, на південному сході обмежена долиною Рафайлівця (ліва притока Бистриці-Надвірнянської). *Морфоструктура* хребет *Кінець Горгану* (5.7.1) має широкую (до 700–800 м) вирівняну поверхню із середньою абсолютною висотою від 1 500 до 1 580 м. Над вирівняною поверхнею окремі вершини підняті на 40–50 м (1 579,7 м, 1 551,0 (г. Горга), 1 580,1 м (Кінець Горгану)). Північні схили слабо розчленовані, дуже круто опускаються в долину Бистрика. Південні схили розчленовані притоками Лімниці, верхів'ями Великої Берті і Пляйської, поміж цими долинами сформувалося багато невеликих відрогів. Поверхня хребта і значна площа схилів укриті кам'яними розсипами і криволіссям.

Долина потоку Пляйського з дуже крутими схилами має V-подібну, місцями ущелиноподібну форму, вона відділяє від хребта *Кінець Горгану* хребет *Таупширка*. *Хребет Таупширка* (5.7.2) також приурочений до смуги яменських пісковиків. У його пригребеневій частині простежується вирівняна поверхня завширшки до 150 м, укрита кам'яними розсипами. Висоти хребта не перевищують 1 450–1 500 м (г. Талпич – 1 450,9 м), *Таупширка* – 1 499,6 м)).

Найкрутіші пригребеневі частини північно-східних схилів укриті кам'яними розсипами, які дуже часто змінені ділянками обвального-осипного зносу і накопичення. У верхів'ях р. Салатрук на значній довжині до русла підходить урвище (урочище Пекло). Південно-західні схили хребта похиліші у пригребеневій частині й укриті кам'яними розсипами. У середній частині хребта крутість схилів зростає до 30° і більше, тут часто трапляються ділянки обвального-осипних схилів. Південно-західні відрогі хребта *Таупширка* переходять у смугу низькогір'я зони

Кросно, яка відділяє Скибові Горгани від Привододільних у басейні р. Турбат.

У долині Бистриці-Надвірнянської скиба Зелем'янки занурена під олігоценові відклади зони Кросно і знову чітко виражена у рельєфі в долині р. Прут. На лівобережжі Пруту (межиріччя з Прутцем-Яблунецьким) зі скибою Зелем'янки пов'язаний невеликий *хребет* (5.8.1) з *вершиною Магура* (1 288 м). Продовженням його на правобережжі Пруту є *хребет Ворохтинський* (5.8.2) з вершинами Ребровач (1 222,6 м), Ворохтинська (1 325,5), Китилувка (1 382,3), Малий Діл (1 283,0), Погар (1 320,0 м). Північно-східна межа Ворохтинської морфоструктури проходить по долинах потоків Вербільський, Суха Росич (басейн Пруту) і р. Ільця (ліва притока Чорного Черемошу), південно-західна межа – поздовжньою ділянкою долини Пруту і потоком Кривець. У будові пригребеневої частини хребта беруть участь ямненські пісковики. Через це хребет на значній довжині має гострий скелястий гребінь, який на окремих ділянках змінений вирівняними пригребеневими поверхнями, що покриті кам'яними розсипами.

Північно-східні короткі схили крутістю 25–20° слабко розчленовані, вкриті на окремих ділянках кам'янистими розсипами. Південно-західні схили розчленовані потоками на окремі невеликі відроги, які полого підходять до долини Пруту і потоку Кривець (Ворохтинське низькогір'я зони Кросно).

Лівобережна ділянка морфоструктури з вершиною Магура має круті (25–30°) північні і північно-східні схили. На схилах долини Пруту трапляються ділянки з майже прямовисними схилами (до 70°). Вершини і пригребеневі частини схилів укриті кам'яними розсипами, які досить часто переходять у схили обвального-осипного зносу. Південно-східна частина хребта має скелястий гребінь, на південно-західних схилах бувають урвища.

3.1.6. Морфоструктура Рожанки

Морфоструктура Рожанки сформувалася на однойменній скибі, яка має протяжність близько 100 км від кордону з

Польщею до басейну Свічі. Скиба є вузькою монокліналлю, ширина якої не перевищує 3–4 км (Круглов, 1986). Північно-західна частина скиби має блокову будову. Як і у всіх попередніх скибах, лобова частина складена верхньокрейдовими відкладами (рис. 13, 14).

У північно-західній частині Скибових Карпат скиба Рожанки виражена слабо. Асиметричні невисокі хребти з досить крутими і гострими вершинами змінені у південно-східному напрямі похилішими схилами і куполоподібними вершинами. У північно-західній частині більше розвинена поперечна гідромережа, а в південно-східній (межиріччя Дністра–Стрию) – поздовжня.

Невисокий гірський ланцюг скиби Рожанки розпочинається на північному заході масивом Магури Лімнянської (1 022 м), який сильно розчленований притоками Мшанця, Лехніва і Дністра. Поміж долинами Дністра і Стрию продовженням цього масиву є хребет з вершинами Теркалівська (878,0 м) і Розлуч (932,9 м). На межиріччі Стрию й Опору морфоструктура Рожанки представлена двома пасмами: Високий Верх з вершинами Мінчол Розлуцький (1 041,0 м), Високий Верх (1 176,8), Магура (1 121,0), Маківка (933,0 м) і північно-східніше – гірським хребтом з вершинами Шимонець (1 130,7 м), Мала Щебела (1 165,0), Стара Щебела (1 216,0), Креміженець (1 226,0 м). На правому березі р. Опір продовження цього хребта фіксоване вершинами Татарівка (1 148,7 м) і Чирак (1 249,6 м).

Південно-східним закінченням морфоструктури Рожанки є хребет Розтока (г. Городище Велике, 1 370,8 м) у верхів'ях Мизунки.

У північно-західній частині (від кордону з Польщею до долини р. Стрий) виділяють *морфоструктуру Магури Лімнянської–Розлуча* (6.1), яку долина Дністра розділяє на дві морфоструктури четвертого порядку – *Магуро-Лімнянську* (6.1.1) і *Розлуцьку* (6.1.2). М. Єврмаков (1948) і П. Цись (1956) виділяли Розтоцько-Рожанський ланцюг. П. Цись (1962) запропонував називати його Рожанським, тому що південно-східна частина ланцюга повністю збігається зі скибою Рожанки.

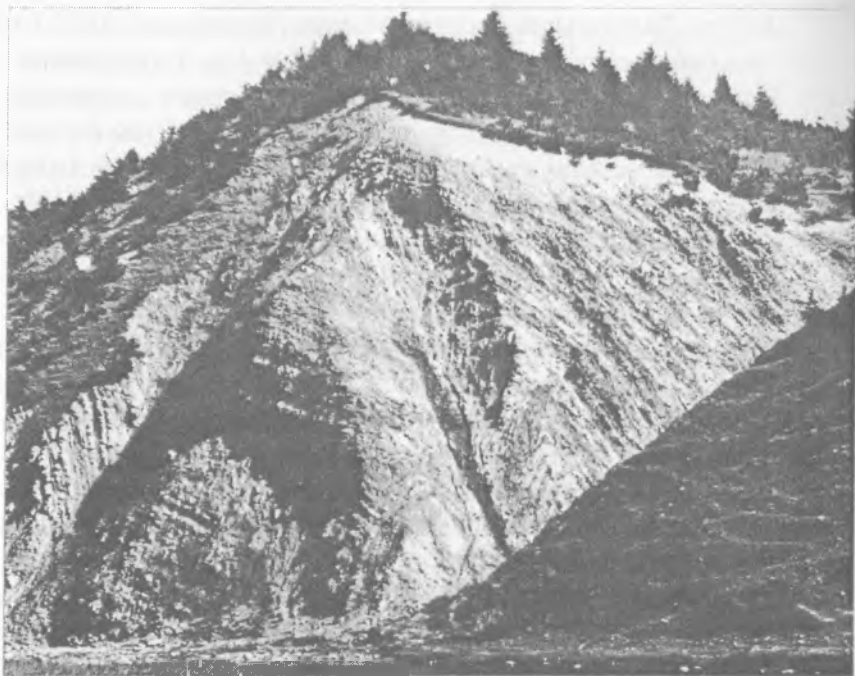


Рис. 13. Відслонення флішу скиби Рожанки в околицях с. Головецьке

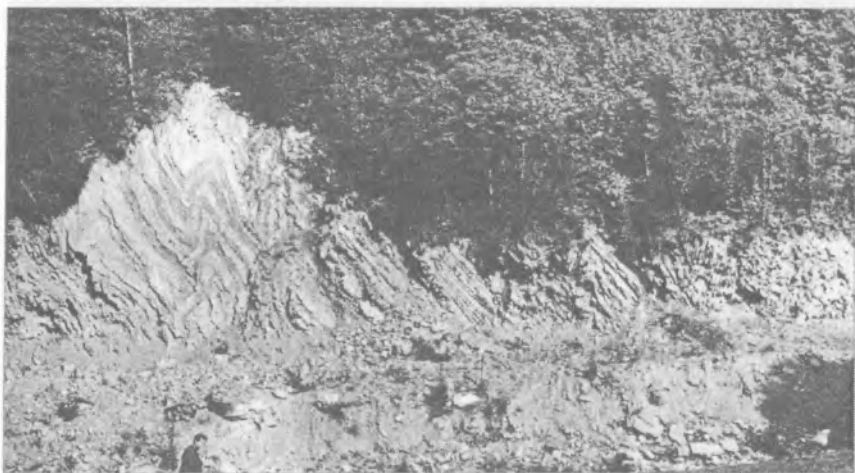


Рис. 14. Складки скиби Рожанки

Магуро-Лімнянський масив (г. Магура Лімнянська – 1 022,1 м) і Розлуцький хребет (гори Хмолвата – 806,4 м; Теркалівська – 878; Розлуч – 932,9 м) складені переважно тонко-, середньоритмічним (південно-західні схили) та грубошаруватим піщанистим (північно-східні схили) флішем. Північно-східні схили крутіші (до 20–25°), південно-західні похиліші і довші (15–20°). На південно-західних схилах проходить межа поміж зоною Кросно і Скибовою. Схили обох орієнтацій сильно розчленовані численними зворами, ярами з крутими й урвистими берегами.

Власне скиба Рожанки на північний захід від долини р. Стрий у рельєфі майже не простежується. Погорбоване низькогір'я фрагментами трапляється біля поздовжніх долин Мшанець, Рип'янка, Явори.

На межиріччі Стрию–Опору у мофроструктурі Рожанки простежуються два гірські ланцюги. Північно-східний має вершини Студена Гора (932,0 м), Ополонек (1 091,7), Росохачка (1 031,0), Мала Щебела (1 165,1), Стара Щебела (1 216,1), Кремінець (1 226,6), Кичера Кропивна (1 111,0), Обнова (1068,0 м), він приурочений власне до скиби Рожанки. Південно-західний є продовженням Розлуцького хребта і фіксований на межиріччі Стрию–Опору такими вершинами: Звезинець (930,0 м), Мінчол Радицький (1 041,0), Мінчол (1 085,7), Тимковят (Ревун) (1 073,3), Високий Верх (1 176,8), Менчил (1 126,0), Магура (1 121,0), Маківка (933), Скубениця (1075,0 м). По цьому хребту, як і по Розлуцько–Магуро–Лімнянському, проходить межа між Бескидами і Стрийсько-Сянською верховиною.

Обидва гірські ланцюги з'єднані між собою численними відрогами, які утворилися внаслідок розчленування хребтів потоками Ясениці, Рибника, Бутивлі, Завадки та ін. Поперечними долинами межиріччя розділене на декілька морфоструктур четвертого порядку: *Росохачки–Мінчол Радицького* (межиріччя Стрию і верхів'їв Рибника) (6.2.1), *Щебели–Високого Верху* (поміж верхів'ями Рибника і долиною Оряви) (6.2.2) і *Обнови–Скубениці* (6.2.3) (межиріччя Оряви–Головчанки–Опору).

На межиріччі Опору і Мизунки в морфоструктурі Рожанки також простежуються два гірські хребти карпатського простягання, які з'єднані між собою численними відрогами й утворюють, по суті, єдиний масив – *Нижньорожанську морфоструктуру* (6.3). Північно-східною межею морфоструктури є долина р. Цигла (притока Опору) і поздовжні притоки р. Соболь (притока р. Мизунки). Південно-західна межа проходить по схилах долини р. Рожанка (на контакті зони Кросно і Скибової).

Північно-східне пасмо розпочинається на вододілі Опору і Цигли й закінчується масивом Красної (1 136,6 м) в долині р. Мизунки, південно-західне фіксоване з північного заходу на південний схід вершинами Татарівка (1 148,7 м), Магій (1 281,4), Чирак (1 249,6 м). Найвиразнішим відрогом, який з'єднує обидва пасма, є масив з вершиною Менчилик (1 173,2 м).

Морфоструктура сильно розчленована поперечними і поздовжніми долинами з дуже крутими схилами (25–30°). В будові пригребеневої частини беруть участь відклади стрийської і яменської світ. У південно-східному напрямі відклади верхньої крейди замінені відкладами еоцену.

У долині Мизунки морфоструктура Рожанки різко звужена і в південно-східному напрямі поступово виклинює, її перекривають структури зони Кросно. Межиріччя Мизунки і Свічі займає *морфоструктура Розтоки–Менчула* (6.4). У рельєфі з північного заходу на південний схід простежується хребет Розтока з вершинами Городище Велике (1 370,8 м), Менчул (1 450,8), Велика Мегла (1 305,1), Мала Мегла (1 156,0 м). У будові хребта провідну роль відіграють відклади манявської, вигодської і бистрицької світ еоцену. Обриси хребта м'які, гребенева лінія хвиляста, з куполоподібними вершинами. Північно-східні схили крутіші (20–35°), ніж південно-західні (20–25°), сильно розчленовані численними притоками Мизунки і Свічі.

3.1.7. Покутсько-Буковинська морфоструктура

Покутсько-Буковинська морфоструктура сформувалася на Покутському покриві Передкарпатського передового прогину.

За Покутським поперечним скидом (межиріччя Пруту і Пістинки) структури покриву виходять на поверхню і представлені антиклінальними складками (Кам'янистий, Карматура, Брусний, Рожен, Плоский і Максимець), які розділені широкими синклінальними мульдами. Ширина Покутського покриву – понад 15 км. У Буковинській частині до кордону з Румунією ширина покриву зменшується і становить 8–10 км. Для Покутського покриву характерним є широкий розвиток потужних конгломератових товщ і велика кількість поперечних розривних дислокацій (Круглов, 1986).

На Покутському покриві сформувався низькогірний рельєф, де дуже чітко виділені морфоструктури третього порядку – антиклінальні хребти і синклінальні долини. У рельєфі простежуються такі низькогірні гірські ланцюги: Дубовий–Лебедин–Кам'янистий, Карматура–Хоменський–Кругла, Брусний–Сокільський–Рожен–Баньків, Плоский–Глинистий–Магура–Галечки Великі, Максимець–Кінашка, Вижницько–Берегометський.

Покутсько-Буковинська морфоструктура є на північному сході ніби продовженням крайового низькогір'я Скибових Карпат, приуроченого до Берегової й Орівської скиб у північно-західній і центральній частині Скибових Карпат.

Долиною р. Черемош низькогірна Покутсько-Буковинська морфоструктура розділена на два масиви: Покутський (від долини Лючки і її притоки Акри на північному заході до долини Черемошу на південному сході) і Буковинський (від долини р. Черемош до кордону з Румунією). Північно-східна межа Покутсько-Буковинської морфоструктури простежується вздовж орографічного уступу до Передкарпатської височини, а південно-західна – уздовж скибового середньогір'я (Орівська морфоструктура).

У межах Покутського масиву чітко виділяються морфоструктури третього порядку, приурочені до антиклінальних складок і знижень поміж ними північно-західного–південно-східного простягання. Долинами рік Пістинки і Рибниці зазначені морфоструктури розділені на морфоструктури четвертого і п'ятого порядків.

З орографічним берегом Карпат на межиріччі Лючки і Черемошу пов'язана *морфоструктура Лебедина–Кам'янистого* (7.1). Середні висоти гірського ланцюга тут – у межах 600–800 м. Максимальні абсолютні висоти – 803,1 м (г. Лебедин) у північно-західній частині і 812,4 м (г. Михалків) у південно-східній. У мофроструктурі добре простежуються дві паралельні орографічні лінії – внутрішня і зовнішня. У внутрішній смузі добре збереглися невеликі хребти та їхні відроги (Кичера Лючська, Малий і Великий Лебедин, Кошелівка, Кам'янистий, Михалків). У зовнішній смузі домінують виокремлені одна від одної асиметричні стіжкоподібні вершини, які мають дуже круті (до 30° і більше) північно-східні і нахилені південно-західні схили (до 20°). У їхній будові беруть участь дрібнозернисті пісковики і конгломерати. На межиріччі Рибниці і Черемошу, південно-східніше г. Михалків, внутрішня і зовнішня смуги зливаються в одну.

У будові хребтів внутрішньої смуги беруть участь відклади стрийської і яменської світ, з якими пов'язані максимальні висоти.

З другою від краю Покутських Карпат складкою Карматури пов'язана *морфоструктура Карматури–Хоменського* (7.2). У рельєфі вона представлена досить масивним прямолінійним, також подвійним у поперечному плані, хребтом. Переважні абсолютні висоти коливаються в межах 700–800 м. Максимальні висоти у хребті Карматури на межиріччі Рушору і Пістинки досягають 909,6 м, у хребті Хоменський на межиріччі Рибниці й Черемошу – 873,9 м. Майже на всій довжині пригребенева частина хребта складена масивними яменськими пісковиками, які утворюють вузький і гострий гребінь, вертикальні скелясті виступи (рис. 15, 16).

Південний ланцюг фіксований вершинами Скелиха, Великий Погар, Гомул, Керничний. На межиріччі Рибниці й Черемошу від північного ланцюга (хребта Хоменського) він відділений синклінальним зниженням у долині Малого Рожена і поступово виклинює у південно-східному напрямі.



Рис. 15. Виступи ямненських пісковиків на р. Пістинка



Рис. 16. Відслонення на р. Лющка

Масивний хребет Хоменський має слабко хвилястий, майже одновисотний гребінь, дуже круті (до 40°), як і хребет Карматура, схили. На лівобережжі р. Черемош хребет відхилений на північ і в околицях с. Кути злитий з морфоструктурою Кам'янистого.

Морфоструктура Брусний–Сокільський–Рожен (7.3) розміщена південніше морфоструктури Карматури–Хоменського. Орографічним початком морфоструктури на північному заході є компактний масив між верхів'ями р. Рушор і долиною р. Пістинка з вершиною Сигла. Абсолютні середні висоти коливаються в межах 740–850 м, максимальна висота – 957,6 м. Глибоко врізаною долиною Пістинки між селами Прокурава і Брустурів цей масив відділений від хребта Брусний. Для хребта Брусний характерне прямолінійне простягання, симетричність схилів. Монолітність хребта порушена тільки на лівобережжі Рибниці біля с. Соколівка, де сформувалася подвійна складка, виражена у рельєфі невеликим хребтом Семенова полонина (Лящук, 1963). Абсолютні висоти хребта – понад 900 м (з північного заходу на південний схід розміщені вершини з відмітками 944,1, 941,6 і 950,0 м). У будові найвищої частини хребта Брусний і масиву Сигла беруть участь відклади стрийської і яменської світ. На схилах трапляються хаотично нагромаджені брили яменських пісковиків. Північно-східні схили розчленовані правими притоками Пістинки, у нижній частині схилів досить часті яри. Похиліші південно-західні схили розчленовані притоками Річки, нижні частини схилів густо заселені, зайняті угіддями (села Космач, Брустурів, Річка).

Продовженням морфоструктури на межиріччі Рибниці й Черемошу є хребет Сокільський. Абсолютні середні висоти – близько 850 м. З північного заходу на південний схід хребет фіксований вершинами з відмітками 878,3, 939,7, 894,3, 873,2 м. Майже плоска гребенева поверхня сформувалася на відкладах стрийської світи. Південно-західні схили мають структурно-ступінчасту будову, що зумовлено виходами масивних яменських пісковиків.

На межиріччі Рибниці і Черемошу з-під олігоценових відкладів виринає найкоротша складка Покутського покриву – Рожен. У рельєфі вона представлена хребтом, який лівими притоками Великого Рожена розділений на невеликі масиви. Хребет є ніби південним відгалуженням хребта Соکیلського і фіксований вершинами Черлена (818,5 м) і Олексіївська (777,7 м). Поздовжня долина р. Великий Рожен відділяє хребет від розміщеної південніше морфоструктури Плоского–Глинистого.

Морфоструктура Плоского–Глинистого (7.4) займає межиріччя Пістинки–Рибниці–Черемошу і приурочена до складки Плоскої. Досить широким синклінальним зниженням, що збігається на північному заході з поздовжніми відрізками долин Пістинки і Річки, вона відділена від морфоструктури Брусного.

Представлена ця морфоструктура глибоко і густо розчленованим низькогірним ланцюгом, який розпочинається на правобережжі Пістинки південніше Космача невеликим масивом з куполоподібною вершиною г. Прокирівці (848,6 м). Долинами Ставника, Брустурки, Річки, Рибниці, Нижньо-Середнього, Верхньо-Середнього та іншими ланцюг розділений на окремі блокові масиви з досить пологими схилами і куполоподібними вершинами.

Абсолютні і відносні висоти зростають у південно-східному напрямі: г. Буковець Брустурський (965,2 м), Буковець Річківський (1 059,1 м, максимальна висота для Покутського низькогір'я). Глибина ерозійного розчленування тут сягає 300–400 м.

На межиріччі Рибниці–Черемошу, у хребті Глинистому абсолютні висоти знижуються на 250–300 м і досягають максимуму 875,2 м. Ріка Черемош нижче по течії від с. Розтоки утворює глибоку петлю, обтікаючи складку Плоского.

У цілому для морфоструктури Плоского–Глинистого характерні широкі пригребеневі поверхні з м'якими овальними формами вершин, невисока залісненість, значний відсоток території зайнятий садибами й угіддями.

Південною морфоструктурою, приуроченою до Покутського покриву, є *морфоструктура Максимця* (7.5), що сформувалася на однойменній складці.

Початок морфоструктури розташований східніше долини р. Брустурка у с. Шепіт, де вона виринає з-під потужного насуву Орівської скиби. Продовженням її на межиріччі Черемошу–Сірету є луска Кінашки, яка східніше також перекрита насувом Орівської скиби.

На межиріччі Брустурки і Рибниці гірський ланцюг Максимця складається з окремих невеликих масивів зі стійкоподібними вершинами, розділених численними поперечними долинами. Він фіксований вершинами з відмітками 870,2, 983,0 (г. Млаки), 998,9 (г. Стрючків), 906,0 м. На межиріччі Рибниці й Черемошу структура роздвоєна. Південно-західний ланцюг є продовженням попереднього і простежується через вершини з абсолютними висотами 981,1 (г. Максимець), 854,9, 951,2 м (г. Лисинка). Північно-східний ланцюг простежується через вершини з абсолютними відмітками 861,3, 889,2, 965,7 м (г. Спенсова).

На схід від долини Черемошу простежується деяке зміщення складок Покутського покриву. У Буковинській частині покриву деякі складки злиті між собою (Кам'янистого і Карматури), далі вони виклинюють (у долині Виженки) і злиті з новою структурою – Виженською антикліналлю.

Найбільшу протяжність мають складки Брусного і Плоского, які виклинюють у верхів'ях Малого Сірету і Серетелю. Орографічним продовженням їх у Буковинському масиві є, відповідно, хребти Баньків–Галечки Малі і Магура–Перехресток–Галечки Великі.

Складка Максимця виклинює в долині Сірету і на межиріччі Черемошу–Сірету представлена гірським ланцюгом Черешніва–Кінашки.

Отже, у Буковинській частині низькогір'я виділяють такі морфоструктури третього порядку: Виженська, Баньківа–Галечок Малих, Магури–Перехрестка–Галечок Великих і Кінашки. Поперечними долинами Сірету, Малого Сірету, Серетулу та

іншими вони розділені на масиви з деякими відмінними рисами рельєфу, які можна вважати морфоструктурами четвертого і п'ятого порядків.

У *Виженьській морфоструктурі* (7.6) (крайові Вижницько-Берегометські хребти) на межиріччі Черемошу–Виженки–Сірету нараховують до п'яти літоморфних пасом (Ляцук, 1963), що тісно пов'язані між собою. Вздовж орографічного уступу Буковинських Карпат простягається смуга відокремлених вершин (берегових стіжків), зафіксована вершинами Соляна, Базева і Рудчукова Кичера (південніше сіл Багна і Черешенька), Кичера Берегометська (785,4 м). На межиріччі Сірету і Малого Сірету в цій смузі дуже контрастними є вершини Берегометський Стіжок (782,4 м), Мала Кичера (744,8), Велика Кичера (856,9 м), а на південний схід від долини Малого Сірету – вершини Малі (726,8 м) і Великі (743,6) Вежі, Курці (736,9 м).

Загальне підняття Виженьської антикліналі у верхів'ях Малої Виженки зумовило появу на денній поверхні відкладів стрийської та яменської світ, до яких приурочені вершини з абсолютними висотами 813,9, 809,9, 773,1 м (г. Афенек).

Південніше смуги берегових стіжків на південний схід від долини р. Сірет простежується звивистий, сильно розчленований гірський ланцюг, з крутими північно-східними схилами, що зафіксований вершинами Ложечани (896,2 м), Волховни (817,8), Геролуй (866,6 м). Ланцюг відповідає переважно південному крилу Виженьської складки, хоча структурно-літологічно є неоднорідним. Трапляються ділянки інверсійного рельєфу: у межах крейдового ядра антикліналі є знижені ділянки, а на крилах і в синклінальних зниженнях з еоцен-олігоценовими відкладами – підвищені ділянки.

Від головного ланцюга в різних напрямках відходять численні невеликі відроги, які утворилися внаслідок інтенсивного розчленування території. Низькогірний рельєф верхів'їв Малого Сірету має риси дрібногір'я. Причиною його виникнення вважають депресивність структури цієї ділянки, пов'язану із зануренням буковинського продовження Покутських складок.

Морфоструктура Баньківа–Галечок Малих (7.7) є орографічним продовженням хребтів Сокільського і Рожна на південний схід від долини Черемошу. Розпочинається гірське пасмо масивною вершиною Верхоріччя (834 м) з дуже крутими південно-західними схилами (до долини Черемошу). За поперечним відрізком долини Виженки розпочинається власне хребет Баньків зі слабко хвилястою гребеневою лінією, досить широкою пригребеневою поверхнею, дуже крутими південно-західними схилами, які розчленовані верхів'ями Виженки. В будові осьової частини хребта провідну роль відіграють відклади стрийської світи. В південно-східному напрямі хребет поступово знижується, його розчленовують поперечні долини Сірету і його притоки Сухий, Стебник, Лекече, Мигів на окремі масиви з куполоподібними, часто асиметричними вершинами.

У верхів'ях Малого Сірету морфоструктура зафіксована вершинами Галечки Малі (875,1 м), Троапей (830,5 м), а далі на південний схід, до кордону з Румунією, – вершинами з відмітками 863,3 і 816,6 м.

Морфоструктура Магури–Перехрестка–Галечок Великих (7.8) сформувалася на буковинському продовженні складки Плоского Покутського покриву. Її починає хребет Просічна з однойменною вершиною (913,3 м) на межиріччі Черемошу і Виженки, він відділений від хребта Росішний (919,7 м) глибоко врізаною долиною Виженки. Хребти мають досить гострі гребені, східчасто-структурні південно-західні схили, які утворилися внаслідок виступів прошарків ямненського пісковика. Від Росішного у південному напрямі відходить відгалуження з вершиною Бозна (950,4 м).

Продовженням ланцюга на межиріччі Стебника і Сірету є масив Магури (1 010,0 м) з відгалуженням Липчанки (928,8 м) в околицях с. Лопушна. Межиріччя Сірету і Малого Сірету займає досить потужний хребет з вершинами Перехресток (1 012,6), Галечки Великі (1 012,2) і Скеля Довбуша (1028,1 м). Всі ці вершини подвійні в поперечному плані, на схилах поширені скелясті виступи ямненських пісковиків. Південно-східніше ця

структура занурена і перекрита потужним насувом Орівської скиби з переважанням відкладів олігоцену.

Морфоструктура Кінашки (7.9) є крайньою південно-західною морфоструктурою Буковинського низькогір'я з максимальною абсолютною висотою 1 081,5 м для всього Покутсько-Буковинського низькогір'я. Вона сформувалася на лусці Кінашка, яка є структурним продовженням складки Максимця. Розпочинається морфоструктура в долині Черемошу в с. Розтоки, де русло Черемошу робить великий закрут, обтікаючи цю структуру. Зафіксована симетричним прямолінійним хребтом з вершинами Черешнів (899,4 м) і Кінашка. Вздовж гребеня підносяться численні вершини з абсолютними перевищеннями до 20–30 м. На схилах і на гребені трапляються численні виходи ямненських пісковиків.

У долині р. Сірет луска Кінашки занурена і перекрита насувами Орівської скиби.

3.2. Морфоскульптура

3.2.1. Реліктові форми рельєфу

Серед елементів реліктової морфоскульптури у Скибових Карпатах найвиразніше простежуються у рельєфі поверхні вирівнювання, давні поздовжні річкові долини. До елементів реліктової морфоскульптури належать форми рельєфу, які сформувалися в період плейстоценових зледенінь, це, зокрема, кари і кам'яні розсипи.

Поверхні вирівнювання. Релікти різновікових поверхонь вирівнювання в межах Скибових Карпат найліпше збереглися у Бескидах. Більшість дослідників (Рудницький, 1905; Савицький, 1909; Клімашевський, 1937, 1956; Цись, 1957; Гофштейн, 1962, 1964, 1995; Демедюк, 1982 та ін.) виділяють тут дві ерозійно-денудаційні поверхні: Бескидську і Підбескидську. Формування давнішої Бескидської, яка має вершинну поверхню і розміщена на середніх абсолютних висотах 800–1 100 м та відносних 250–400 м, датують різними етапами міоцену. Підбескидську повер-

хню з абсолютними висотами 700–800 м і відносними 170–220 м датують пліоценом.

Фрагменти давнішої *Бескидської поверхні* (*Sredgórska*) займають підвищені пригребеневі вирівняні ділянки хребтів і окремих вершин. Найбільші їхні площі на хребтах Магуро-Лімнянському, Розлуцькому, Оровому, Кільчиному Горбі. Фрагменти цієї поверхні виразно виділені на межиріччі Дністра і Стрию, Дністра і Бистриці-Підбузької (г. Виділок, 858,6 м), Бистриці-Підбузької і Стрию (гори Князів Див, 833,7 м, Верещище, 879,9, Товста, 823,5 м).

У Сколівських Бескидах (правобережжя р. Стрий) фрагменти цієї поверхні трапляються на дещо більших абсолютних і відносних висотах (гори Ополонек, 1 091,0 м; Росохачка, 1 031,0; Мінчол Радицький, 1 041,0; Тимковят, 1 073,0 м та ін.) (рис. 17).

Фрагменти давніх вирівняних поверхонь є також у Горганах і Покутсько-Буковинських Карпатах. У Горганах фрагменти вирівняних поверхонь зафіксовані на абсолютних висотах 1 300–1 400 м у більшості хребтів. У центральній частині Горганів (верхів'я Лімниці, Бистриці-Солотвинської і Бистриці-Надвірнянської) сліди вирівнювання рельєфу є на абсолютних висотах 1 600–1 700 м.

Найліпше фрагменти вирівняних поверхонь простежуються у Береговій і Орівській морфоструктурах, у будові яких провідну роль відіграє переважно дрібноритмічний фліш. Досить протяжні пригребеневі поверхні з порівняно невеликою амплітудою висот (1 200–1 300 м) приурочені до хребтів Сехліс (межиріччя Свічі-Лімниці), Гриньків (межиріччя Лімниці-Бистриці-Солотвинської), Чортка (межиріччя Бистриці-Солотвинської-Бистриці-Надвірнянської).

З морфоструктурами Парашки і Зелем'янки, у будові яких переважають потужні товщі пісковиків, обширні пригребеневі поверхні розміщені на абсолютних висотах 1 400–1 600 м і більше (хребти Аршиця, Матахів, Довбушанка, Таупширка та ін.) (рис. 18). Як зазначав Д. Стадницький (1964), у більшості хребтів Скибових Горганів пригребенева поверхня не збігається



Рис. 17. Педименти біля схилів г. Близців (Бескидська поверхня) в околицях с. Велика Волосянка у Сколівських Бескидах

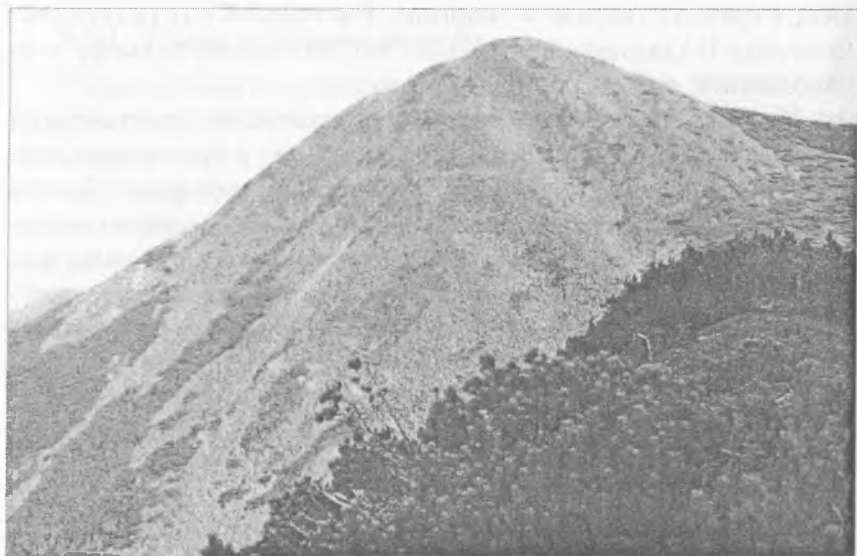


Рис. 18. Вершинна поверхня Довбушанки

з віссю антикліналі, через що пласти порід залягають тут моноклінально та відслонені на поверхні під певним кутом, і, відповідно, топографічна поверхня зрізує геологічну.

У Покутсько-Буковинських Карпатах фрагменти найдавнішої поверхні вирівнювання простежуються у морфоструктурах Парашки й Орівській. На правобережжі р. Черемош – це пригребеневі поверхні хребтів Ракової–Шурдина, Чіохельки–Чимірної з переважними абсолютними висотами в межах 1 250–1 350 м, а також хребтів Бочкова–Травена, Томнатика і Букова з переважними абсолютними висотами від 1 250 до 1 200 м. Особливою одноманітністю абсолютних висот і масивністю пригребеневих поверхонь вирізняються хребти Шурдин і Томнатик.

Про існування давньої вирівняної поверхні свідчить також найвищий гірський ланцюг Запрутських Горганів і Покутських Карпат з майже однакової висоти вершинами Гордя (1 478,7 м), Версалем (1 406,7), Ротило (1 483,2), Габорянська (1 444,5), Біла Кобила (1 476,9 м).

Підбескидська поверхня (Pogórska) у Верхньодністерських Бескидах займає всі межиріччя з відносними висотами 170–220 м. Її поверхня дуже часто зливається з такої ж висоти педиментами (прирічкова поверхня) у долинах річок (Стривігоро, Дністра, Стрию та їхніх численних приток).

І. Гофштейн (1985, 1995) відкинув можливість формування педиментів у Горганах через їхню високу геодинамічну активність (як приклад, наведено долину р. Лімниці). Водночас у долині р. Прут в околицях Яремчі–Дори, у долині Прутця–Чемеговського (с. Микуличин) на відносних висотах близько 140–180 м простежуються вирівняні ділянки, які не дають підстав зачислити їх до високих терас. Ці ділянки є долинними педиментами.

Беззаперечним є також існування педиментів уздовж орографічного уступу Скибових Карпат (Кравчук, 1971, 1975, 1999; Гофштейн, 1985, 1995). Їхні відносні висоти збігаються з висотами денудаційно-аккумулятивної поверхні Лоевої (шоста надзаплавна тераса). Найбільші висоти окраїнного педименту

зафіксовані на межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської між краєм Карпат і Майданським низькогір'ям – 120–130 м. У північно-західному і південно-східному напрямках вони зменшуються і на межиріччях Лімниці–Свічі становлять 80–100 м, Стрию–Дністра – 70–80, Бистриці–Надвірнянської–Пруту – 100–110, Пруту–Лючки – 80–100 м.

Злиття педиментів з денудаційно-акумулятивною поверхнею Лоевої дає підстави вважати, що вони формувалися у верхньому пліоцені–еоплейстоцені. З верхнім пліоценом пов'язане формування у Передкарпатті давнішої поверхні Красної (ув'язується із сьомою надзапальною терасою Дністра). З цією поверхнею також пов'язані окраїнні педименти, які майже не збереглися. Фрагменти таких педиментів можна виявити на межиріччі обох Бистриць у вигляді полого випуклих, місцями вирівняних поверхонь біля вершин Бжовач, Цепцюра, Городище на відносних висотах 145–185 м.

В окремих регіонах Скибових Карпат збереглися релікти давніх поздовжніх долин. Давні їхні тераси добре ув'язуються з елементами долинних педиментів, а також з Підбескидським денудаційним рівнем, це свідчить про те, що найпотужнішими поздовжні ріки були у пліоценовий час. У верхньому пліоцені–плейстоцені їх перехопили поперечні ріки. Давні днища цих долин найповніше представлені на межі Скибових і Вододільно–Верховинських Карпат (Турківська долина на північному заході і Ясіня–Черемоська – на південному сході). Потужні поздовжні долини також були біля краю Скибових Карпат на межі з Передкарпаттям.

Фрагменти невеликих давніх поздовжніх долин збереглися у Бескидах, які належали до Прасянського басейну. Такі долини після перехоплення їх поперечними ріками Стривігор, Дністер, Стрий стали їхніми короткими поздовжніми притоками. Такі долини виділив П. Цись (1957), а підтвердив і уточнив Ю. Єрмоленко (1967). Фрагменти високих верхньопліоценових терас виявлені в долинах сучасних приток Дністра, Стрию, Стривігору (Ясениця, Волосянка, Мшанець, Топільничанка, верхів'я Линин-

ки і Яблонки, Кропивник, Недільнянка та ін.), за якими простежується південно-східний–північно-західний напрям давніх досить потужних поздовжніх долин.

Аналогом Підбескидської поверхні за віком (верхній пліоцен) І. Гофштейн (1995) уважав Карматурську поверхню Покутсько-Буковинських Карпат (за назвою антиклінальної складки і приуроченого до неї хребта). Покутсько-Буковинське низькогір'я сформувалося на флішовому фундаменті Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, який був перекритий моласовими відкладами. Свідченням того, що тут відбувалося денудаційне вирівнювання, є наявність у пригребеневій частині всіх хребтів розкритого крейдового ядра антиклінальних складок (моласові відклади збереглися лише у вузьких синклінальних зниженнях поміж хребтами), а також одновисотність хребтів з дуже повільним і порівняно незначним (до 200 м) зростанням висот від Передкарпаття вглиб гір до Скибового середньогір'я.

У морфоструктурах Лебедина–Кам'янистого і Карматури–Хоменського переважні абсолютні висоти коливаються в межах 700–800 м. Окремі вершини мають понад 800 м, максимум – у хребті Хоменський на межиріччі Рибниці й Черемошу (873,9 м). Подібне зафіксовано і на правобережжі Черемошу у Виженській морфоструктурі – переважні висоти 750–800 м, окремі вершини понад 800 м (г. Велика Кічера, 856,9 м; г. Геролуй, 866,6 м).

У розміщених південно-західніше хребтах Брусного–Сокільського–Роженя у Покутському масиві і Баньківа–Галечок Малих на його продовженні у Буковинському масиві абсолютні висоти дещо зростають: середні – 750–850 м (окремі вершини – понад 900 м); максимальна висота – 957,6 м. Максимуму абсолютні висоти досягають у морфоструктурах Плоского–Глинистого і Максимця (Покутський масив) та Магури–Перехрестка–Галечок Великих і Кінашки (Буковинський масив). Переважні абсолютні висоти коливаються тут у межах 900–1 000 м. Найвища вершина у Покутському масиві – Буковець Річківський (1 059 м), у Буковинському масиві – Кінашка (1 081,5 м). Для більшості хребтів характерні монолітність, досить широкі пригребеневі

поверхні, одновисотні гребені (Брусний, Плоский, Глинистий, Хоменський, Баньків, Кінашка).

Карматурська пліоценова поверхня вирівнювання простежується на дещо більших абсолютних і відносних висотах, ніж Прибескидська на північному заході. Це пов'язано з більшою амплітудою підняття у Покутському і Буковинському блоках. Оскільки ж тут континентальний режим усталився пізніше (покутський покрив Внутрішньої зони прогину), то можна погодитися з І. Гофштейном (1995), що Карматурська поверхня сформувалася у пліоцені.

Сліди плейстоценового зледеніння. Сліди нівально-льодовикової обробки пригребеневих частин схилів збереглися у Скибових Горганах біля вершин Парашка, Графа, Попада, Ігровище, Полянський, Горган, Синяк, Сивуля, Лопушна та ін. Біля цих вершин є цирки і карі некласичного вигляду, на відміну від цирків і карів у масивах Чорногори і Свидівця. Це можна пояснити структурно-літологічними особливостями Горганів. Більшість авторів підтримують піонерного дослідника плейстоценового зледеніння у Горганах Є. Ромера (1904), який уважав, що тут могли утворитися невеликі фірнові поля, які не могли бути джерелом живлення великих льодовикових язиків. Д. Стадницький (1959, 1964) уважав, що в Горганах були карові льодовики.

Учасниками геоморфологічної партії Львівського університету в 1965–1967 рр. у Скибових Горганах описано і закартовано циркоподібні заглибини на багатьох хребтах. Найтипівіші зафіксовано північно-східніше г. Довбушанка, де на довжині 500 м простягається майже вертикальний уступ заввишки близько 150 м. Північно-західна і південно-східна стінки, які опускаються вниз по схилу, утворюють неправильної форми трикутник. Циркоподібне зниження з майже прямовисною обвальною стіною заввишки близько 150 м є також на північно-західному схилі г. Козі-Гори.

Великий нівальний цирк завширшки до 300 м виявлено на південно-східному схилі г. Сивулі. Днище його виположене (10–

15°), має численні дрібні заглибини, покрите великими і дрібними брилами.

У долині потоку Лопушного за 1,2 км від його гирла поверхня 20-метрової четвертої тераси перекрита потужною товщею (4–5 м) великих брил пісковиків ямненської світи в суглинистому заповнювачі. Місцями брили залягають на корінних породах – аргілітах менілітової світи. Довжина конуса близько 750–1 000 м, ширина – 250 м. Можна припустити, що походження його пов'язане з роботою льодовика, хоча льодовикових форм (цирків, карів) у верхів'ях потоку Лопушного не виявлено.

Кам'яні розсипи є невід'ємною частиною типового ландшафту Горганів. Формування їх, як уважає більшість дослідників, пов'язане з різким похолоданням клімату в час плейстоценових зледенінь. Приуроченість найбільших масивів кам'яних розсипів до похилих схилів і вирівняних пригребневих поверхонь свідчить про інтенсивне морозне звітрювання ямненських пісковиків (місцями також пісковиків стрийської і вигодської світ). Дуже часто ямненські пісковики утворюють гострі скелясті гребені. Вище верхньої межі лісу кам'яні розсипи переважно на північних схилах закріплені заростями гірської сосни.

Масиви з кам'яними розсипами займають найбільші площі у підвищеній частині Горганів, яку охоплюють морфоструктури Сколівська, Парашки і Зелем'янки.

У Сколівській морфоструктурі це хребти Верх Пасічний, Станислав, Козі–Товста, Явірник, у морфоструктурі Парашки – Аршиця, Матахів, Сивулянський, Довбушанка, Поленський, Синяк, Хом'як, у Запрутських Горганах – хребти Кобили–Випчинки і Горді–Ротило.

Значні масиви з кам'яними розсипами зосереджені у морфоструктурі Зелем'янки, яка найповніше представлена поміж долиною Свічі на північному заході і долиною Бистриці–Надвірнянської на південному сході. Найяскравіше в рельєфі цього регіону виділяються масиви Яйка Ілемського–Молоди, Грофи–Попаді, Дар'іва–Петроса, а також хребти Кінець



Рис. 19. Кам'яні розсипи в Горганах

Горгану, Таупширка і Ворохтинський (Запрутські Горгани) (рис. 19).

Схилі розсипи є потенційно небезпечними для утворення ділянок обвалів і осипів. Особливо це стосується середніх і нижніх ділянок схилів, що найчастіше пов'язано з вирубуванням лісу і неправильним транспортуванням деревини по схилах.

Накопичення уламкового матеріалу в долинах потоків, зворах сприяє утворенню кам'яних потоків.

3.2.2. Річкові долини

Більшість дослідників (Рудницький, 1905; Алфер'єв, 1948; Раскатов, 1957; Цись, 1957, 1963; Гофштейн, 1962, 1964) під час вивчення долин карпатських рік звертали увагу на деякі особливості їхньої морфології, зокрема, на погану збереженість високих терас. У гірській частині такі тераси трапляються невеликими фрагментами, переважно в міжгірних улоговинах і розширеннях долин. Крім того, на високих терасах гірських відрізків долин нема алювіального покриву.

Помітні також значні відмінності характеру річкових долин в окремих регіонах. Наприклад, для Скибових Карпат такі відмінності дуже яскраві в трьох регіонах (Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати).

У Бескидах (північно-західна частина Скибових Карпат) широкі поздовжні долини переважають над поперечними, до-

мінує деревоподібний рисунок гідромережі. Гірські відрізки Стривігору, Дністра і Стрию течуть у звивистих долинах, утворюючи круті врізані меандри. У верхній течії (переважно в межах Вододільно-Верховинських Карпат – Стрийсько-Сянської верховини) вони течуть по давніх поздовжніх долинах системи Прасяну.

Отже, в Бескидах розрізняють (Щись, 1963, Єрмоленко, 1967) два типи долин – епігенетичний та ерозійно-тектонічний. Епігенетичний тип характерний для району Верхньодністерських Бескидів (Стривігор, Дністер, Стрий, Бистриця-Підбузька), ерозійно-тектонічний – для Сколівських Бескидів (ріки Опір з притокою Орава, Рибник, Сукіль). По епігенетичній поздовжній долині р. Стрий на значному відрізку проходить межа між Верхньодністерськими і Сколівськими Бескидами.

Для рік Скибових Горганів (Мизунка, Свіча, Лімниця, Бистриця-Солотвинська, Бистриця-Надвірнянська, Прут та ін.) характерним є переважання глибоко врізаних поперечних долин зі стрімкими схилами (V-подібний профіль, місцями вигляд ущелин). Поздовжній напрям тут мають притоки головних рік, більшість яких впадає в головну ріку під прямим кутом, утворюючи ортогональну систему (Гофштейн, 1964). Розширення долин і невеликі улоговини сформувалися в місцях впадіння у головні ріки.

Річковим долинам Покутсько-Буковинських Карпат властива значна потужність алювію на всіх терасах (на відміну від горганських і бескидських рік). Більшість дослідників (Лящук, 1963, Гофштейн, 1964) збереженість алювію на високих терасах пояснюють значною його потужністю під час їхнього формування. Причину цього вбачають у підвищеній тектонічній активності регіону в четвертинний час і, зокрема, більшій амплітуді низхідних рухів у Покутському регіоні порівняно з Бескидським і Горганським.

Нижче коротко схарактеризуємо долини головних рік Скибових Карпат та їхніх приток по трьох регіонах – Бескиди, Горгани, Покутсько-Буковинські Карпати. До головних річкових

долин належать ті, які перетинають усі структури Скибових Карпат, тобто беруть початок у межах Вододільно-Верховинських Карпат і виходять на Передкарпаття. Це ріки Дністер, Стрий, Опір, Мизунка, Свіча, Лімниця, Бистриця-Солотвинська, Бистриця-Надвірнянська, Прут, Черемош, Сірет.

Верхня ділянка долини р. *Дністер* приурочена до давньої поздовжньої долини Прасянського басейну. Через це високі тераси, які тут фрагментами простежуються на південно-західних схилах Розлуцького хребта, є результатом діяльності давньої гідромережі. В околицях с. Лімна русло Дністра утворює коліноподібний вигин, який виник унаслідок річкового перехвату, і в північно-східному напрямі перетинає Розлуцько-Магуро-Лімнянський хребет. Цим хребтом на південному заході розпочинаються Скибові Бескиди. Вслід за М. Єрмаковим (1948) і П. Цисем (1962) вважаємо, що Розтоцький ланцюг (за М. Єрмаковим) потрібно зачислити до Скибових Карпат (Рожанська морфоструктура). За тектонічним поділом цей хребет приурочений до Розлуцької луски (Круглов, 1986), а його південно-східне продовження – до скиби Рожанки.

На перетині Розлуцько-Магуро-Лімнянського хребта долина Дністра має типові риси долини прориву – різке звуження долини, відсутність на деяких ділянках терасового комплексу, порожисте русло тощо. З високих терас збереглися місцями тільки невеликі фрагменти шостої тераси (п'ятої надзаплавної), на рівні якої відбувся перехват.

Нижче по течії в околицях с. Дністрик у долині Дністра сформувалася улоговина при впадінні правої притоки Рип'янки. В досить широкій долині Рип'янки добре простежується п'ять терас (чотири надзаплавні). Трапляються фрагменти п'ятої і шостої надзаплавних терас – релікти давньої гідромережі поздовжньої долини. В улоговиноподібному розширенні долини біля с. Дністрик на правому березі добре розвинуті чотири надзаплавні тераси: перша – 2–3 м, друга – 6, третя – 18, четверта – 35 м. На лівому березі нижнього терасового комплексу майже нема, проте збереглася п'ята тераса висотою 55 м (Єрмоленко, 1967).

Релікти ще однієї поздовжньої долини простежуються в долині лівої притоки р. Мшанець. При впадінні її в Дністер виникло улоговиноподібне розширення долини, де панівне положення займають перша (2 м) і друга (6 м) тераси. Подібні улоговиноподібні розширення долини Дністра утворилися також біля с. Лопушанка, де в Дністер впадають два потоки – Ясениця (правий) і Тисовичка (лівий). Долина Ясениці також зберігає риси давньої поздовжньої долини, де трапляються фрагменти п'ятої і шостої надзаплавних терас. Однак найчіткіше фрагменти давньої долини збереглися в басейні р. Топільниці. На рівні шостої тераси відбулася перебудова річкової мережі. Часто поверхня цієї тераси займає вододільні ділянки між басейном Дністра і Стрию. За даними Ю. Єрмоленка (1967), висота шостої тераси поступово знижується до долини Дністра – 98 м на вододілі і близько 70 м у долині. У долині Дністра між селами Головецьке, Стрілки і Верхній Лужок (рис. 20) утворилося декілька досить великих дугоподібних вигинів при перетині антиклінальних скиб Зелем'янки і Парашки. Навпроти впадіння в Дністер

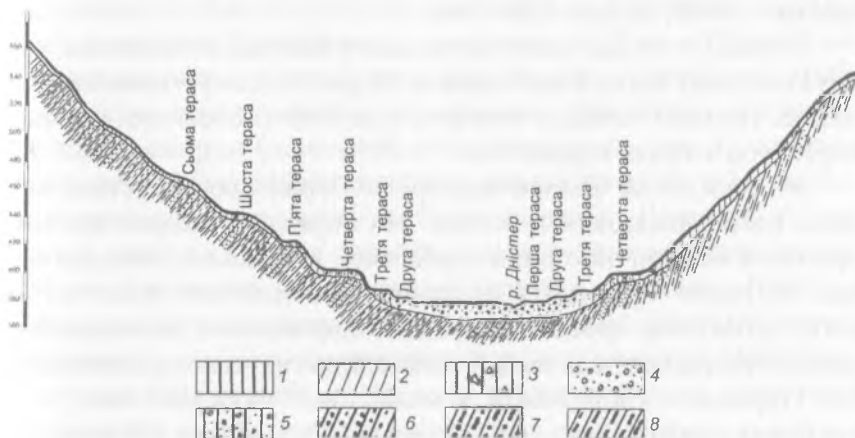


Рис. 20. Поперечний геоморфологічний профіль р. Дністер у с. Верхній Лужок (за Ю. Єрмоленком):

1 – суглинки; 2 – суглинки делювіально-алувіальні; 3 – суглинки з включеннями необкатаного галечника; 4 – річковий алювій з переважанням галечника; 5 – суглинки з включеннями галечника; 6 – пісковики; 7 – алевроліти; 8 – аргіліти

потоків Ясениця виникла класична, найбільша в Бескидах, меандра (дуга завдовжки понад 3 км).

Біля сіл Тершів і Стрільбище до долини Дністра підходять долини двох лівобережних приток – Лининки і Яблуньки. Характерними особливостями їхніх долин є те, що майже на всій довжині вони мають широтний напрям і перетинають морфоструктури Парашки, Сколівську, Орівську майже під прямим кутом. У верхів'ях Лининки і Яблуньки збереглися сліди давніх поздовжніх долин Прастрівігорського басейну.

У Старосамбірській і Тершівській улоговинах ріки Яблунька і Лининка мають спільні тераси з р. Дністер. Найліпше представлені тут перша (2,5 м), друга (6), третя (15–20), четверта (40) і п'ята (50 м) тераси. Фрагменти шостої (70–75 м) трапляються зрідка.

Загалом у бескидській ділянці долини Дністра терасовий комплекс представлений (за даними Цися, 1957; Гофштейна, 1962, 1964; Єрмоленка, 1967) сімома терасами: перша – 2,0–2,5 м, друга – 3,5–5,0, третя – 10–20, четверта – 30–40, п'ята – 50, шоста – 65–80, сьома – 130–150 м.

Долина р. Стрий розпочинається у Бескидах проривом через Розлуцьку луску в околицях м. Турки і закінчується в околицях сіл Нижня Стінава і Розгірче на контакті Берегової морфоструктури з Передкарпаттям.

У бескидській частині басейну р. Стрий простежується повний розріз флішових відкладів. На окремих ділянках долина врізана в масивні пісковики стрийської, ямненської і вигодської світи, на інших – в аргіліти й алевроліти менілітової світи, що їх легко руйнують процеси денудації. Зафіксовано домінування верхньокрейдових відкладів (стрийська світа) у центральних скибах Парашки і Сколівській, а менілітової світи (олігоцен) – у крайових скибах Берегової, Орівській, Зелем'янки і Рожанки. Відповідно, з центральними скибами тут пов'язані максимальні висоти, які поступово знижуються у північно-східному і південно-західному напрямках. Улоговини й улоговиноподібні розширення долини р. Стрий утворилися в місцях поширення відкладів

менілітової світи. Звужені ділянки долини приурочені до місць перетину антиклінальних структур скиб Рожанки (околиці с. Явора), Зелем'янки (околиці с. Ісаї), Парашки (околиці сіл Ясениця і Ластівка). Місцями долина звужена до 60–90 м, максимальні відносні висоти становлять 250–300 м і більше, трапляються прямовисні уступи. Все це надає долині ущелиноподібного вигляду.

Ріка Стрий, оминаючи неотектонічно активні антиклінали, утворює численні вигини. На більшій частині цього відрізка долини на правому, крутішому, схилі є тільки високі тераси, а на лівому розвинутий нижній і верхній комплекси терас. Простежити терасові комплекси найліпше в розширених ділянках долини. Наприклад, в околицях с. Ластівка Ю. Єрмоленко (1967) на лівому схилі долини виявив сім терас: перша – 0,7 м, друга – 2,5, третя – 20, четверта – 27, п'ята – 50, шоста – 75, сьома – 130 м. Від околиць с. Ластівка долина р. Стрий набуває поздовжнього напрямку, протікаючи по синклінальному зниженню в межах скиби Парашки, яке розділяє Парашківську і Мальманстальську антиклінали. Нижче по течії (с. Підсухе) в поперечному напрямі вона перетинає Парашківську антикліналь і біля с. Новий Кропивник входить у Сколівську скибу. В межах Сколівської скиби долина на всій довжині (до с. Верхнє Синьовиднє) має поздовжній напрям (північний захід–південний схід), Сколівська скиба на цій ділянці дещо занурена, перекрита скибою Парашки, має звивисту лінію насуву на Орівську скибу. Долина р. Стрий на цій ділянці охоплює синклінальні зниження між скибою Парашки і Сколівською (між селами Новий Кропивник і Довге), а також у межах Сколівської скиби (між селами Довге і Корчин). Звивисте русло ріки утворює круті врізані меандри. Найбільші виявлено біля с. Рибник, де вони утворюють дугу завдовжки понад 6 км.

У місцях впадіння в р. Стрий приток утворилися улоговиноподібні розширення долин: Новокропивницьке (при впадінні р. Кропивник), Рибницьке (притока р. Рибник), Підгородецьке (притока р. Урич). Долини Кропивника й Урича – типові

поздовжні долини, приурочені до синклінальних знижень між скибою Парашки і Сколівською, Сколівською і Орівською. У верхній частині басейну р. Урич відслонені товщі ямненських пісковиків, що утворюють екзотичні форми звітрювання і нагадують зруйновані замки (урочище Урицькі скелі).

Ділянка долини р. Стрий між селами Підгородці і Корчин помітно розширена і має коритоподібну форму. Долина сформувалася на осьовій частині Сколівської скиби, де домінують відклади стрийської світи (верхня крейда). Терасовий комплекс на цій ділянці представлений переважно низькими терасами: перша – 1,0 м, друга – 2,5, третя – 6,0 м. З наближенням до Верхньосиньовидненської улоговини біля с. Корчин у долині Стрию налічують сім терас: перша – 1 м, друга – 2, третя – 7, четверта – 18, п'ята – 35, шоста – 60, сьома – 120 м (Скварчевська, 1956, Єрмоленко, 1967).

Верхньо- і Нижньосиньовидненська улоговини ерозійно-тектонічного типу сформувалися в межах Орівської скиби, де переважають виходи відкладів олігоцену (менілітова світа). Відклади еоцену, палеоцену і верхньої крейди представлені вузькими смугами. В одній з таких смуг (виходи стрийської і вигодської світ) долина Стрию звужується і це звуження є межею поміж двома улоговинами.

У Верхньосиньовидненській улоговині зафіксована найбільша потужність алювіальних відкладів для гірської частини Бескидів – 35 м (Єрмоленко, 1967), 25 м (Гофштейн, 1964). Таку потужність алювію пояснюють (Єрмоленко, 1967, з посиланням на Г. Доленка, 1962) наявністю тут блокового зниження фундаменту з переважанням низхідних рухів. І. Гофштейн (1964) накопичення такої товщі алювію уважав результатом тектонічного підгачування і, відповідно, переzagлибленням русла.

Низькі і середні тераси розвинуті у внутрішній частині Верхньосиньовидненської улоговини. Тут добре простежуються чотири–п'ять терас (за Скварчевською, 1956, Гофштейном, 1962, Єрмоленком, 1967). Особливий інтерес становить 40-метрова тераса при злитті Стрию й Опору довжиною 3,0 км і шириною

2,5 км. І. Гофштейн (1962), посилаючись на дані буріння, зазначив, що долина Опору і Стрию у Верхньосиньовидненській улоговині переzagлиблена на 20–25 м, а корінний цоколь п'ятої тераси розміщений вище корінного ложа Стрию й Опору на 10 м. Звідси випливає висновок, що вододіл між двома річками був затоплений у час нагромадження алювію п'ятої тераси. Крім 40-метрової тераси, в межах улоговини добре зафіксовані 25-, 6- і 2-метрова тераси.

Передгірна ділянка долини р. Стрий (між селами Верхне Синьовидне і Розгірче) майже на всій довжині асиметрична: правий схил крутий, лівий – похилий.

У табл. 1 зіставлено тераси Стрию і денудаційні рівні за Л. Скварчевською (1955) і І. Гофштейном (1962).

Таблиця 1

Зіставлення терас р. Стрий і денудаційних рівнів, м

За Л. Скварчевською, 1955	Схема зіставлення	За І. Гофштейном, 1962
Перша, 0,5–0,7 Друга, 1,5–3,0 Третя, 5–12	-----	Перша, 0,5–0,7 Друга, 1,5–3,0 Третя, 5–12 Четверта, 12–15
Четверта, 15–25 П'ята, 27–50	-----	П'ята, 20–30 Шоста, 50
Шоста, 60–80	-----	Сьома, 70–80 до 100
Сьома, 120–140	-----	Восьма, 130–150
Восьма, 175–200	-----	Нижній денудаційний рівень 175–220
Денудаційний рівень	-----	Верхній денудаційний рівень

Долина р. Опір у Скибовій зоні перетинає п'ять скиб (Рожанки, Зелем'янки, Парашки, Сколівську й Орівську), у будові яких

важливе місце займають відклади стрийської світи верхньої крейди. На бескидському відтинку долини р. Опір (між селами Славське і Верхнє Синьовиднє) виділяють шість–сім терас (Скварчевська, 1955, Єрмоленко, 1967). Найчіткіше терасові комплекси простежуються в улоговиноподібних розширеннях долини й улоговинах (Славській, Тухольській, Гребенівській, Сколівській і Верхньосиньовидненській). Усі улоговини сформувалися в місцях поширення менш стійкого олігоценового й еоценового флішу, звужені ділянки долини – у місцях виходу порід стрийської (верхня крейда) і ямненської (палеоцен) світ.

Середні висоти терасового комплексу (без заплави) долини р. Опір у Скибовій зоні такі: перша – 2,5 м; друга – 6; третя – 10–12; четверта – 28; п'ята – 50; шоста – 80; сьома – 130 м. У межах морфоструктур Рожанки, Зелем'янки і Парашки русло активніше підмиває лівий берег. На окремих ділянках (с. Гребенів, південна окраїна с. Тухля) долини утворилися круті, місцями урвисті уступи висотою 60–80 м.

З наближенням до Верхньосиньовидненської улоговини (північніше с. Дубини) на лівому березі Опору виявлено чотири–п'ять добре розвинених локальних акумулятивних терас. І. Гофштейн (1962) звернув увагу на досить мінливу потужність руслового алювію в долині р. Опір порівняно з долиною р. Стрий, м: р. Стрий біля села Ісаї – 4, Петровійт – 4, Ластівка – 3,5–5,0, Новий Кропивник – 3,0–3,5, Крушельниця – 4; р. Опір біля сіл Тухля – 0,5–1,0, Гребенів – 5–7, Дешня – 0–2.

Праві поздовжні притоки р. Опір – Рожанка, Либохора, Зелем'янка – закладені у синклінальних зниженнях: Рожанка – поміж зоною Кросно і скибою Рожанки, Либохора – між скибою Рожанки і Зелем'янки, Зелем'янка – між скибою Зелем'янки і Парашки. Найбільша права притока – р. Орава – впоперек перетинає скиби Рожанки і Зелем'янки. Прямолінійність долини свідчить про приуроченість її до тектонічного порушення (розлому). Характерним для долини є домінування V-подібного профілю, відсутність улоговиноподібних розширень, урвисті береги.

У перехідній смузі між Бескидами і Горганями на межиріччя Опору–Стрию і Мизунки є типова поперечна *долина р. Сукіль*. Долина перетинає Берегову, Орівську, Сколівську скиби і скибу Парашки. Окремі витоки заходять і в скибу Зелем'янки (схили г. Магури). У верхів'ях р. Сукіль проходить південно-східна межа поширення нижньокрейдових відкладів (головнинська світа) у Скибових Карпатах. На перетині скиби Парашки долина Сукелю має ущелиноподібний вигляд, у руслі трапляються пороги і водоспади (виходи пісковиків яменської світи).

Терасовий комплекс долини р. Сукіль добре простежується тільки в межах Орівської і Берегової скиб (околиці с. Тисів). Долина набуває тут коритоподібної форми, найбільшу площу займають 3- і 7–10-метрові тераси, ширина яких доходить до 250–350 м. Потужність алювію – 2–5 м.

Мальовнича долина р. Сукіль з частими порогами, невеликими водоспадами, екзотичними формами звітрювання яменських пісковиків (Скелі Довбуша) – перспективна для організованого туризму.

У передгір'ї терасовий комплекс р. Сукіль чітко збігається з терасами р. Свічі.

Долина р. Мизунки є першою типовою горганською долиною, по якій проводять межу поміж Бескидами і Горганями. За характером рельєфу до Горганів потрібно зачислити весь басейн р. Мизунки, змістивши межу північно-західніше до вододілу басейну р. Мизунки з басейнами Лужанки, Сукелю й Опору.

Перед хребтом Розтоки (морфоструктура Рожанки) р. Мизунка різко змінює поздовжній напрям у зоні Кросно на поперечний (Скибові Карпати), повертаючи майже під прямим кутом на північ–північний схід. Долина впоперек перетинає скиби Рожанки (хребет Розтоки на правому березі, хребет Чирака–Красної на лівому), Зелем'янки (хребет Довжка–хребет Красноширу–Соболя), Парашки (хребет Хом–хребет Буковинець), Сколівську (Щавна–Яворинка), Орівську (г. Лиса–г. Церковище). На цих ділянках схили долини круті, нетерасовані, поширені розсипища й осипища. Терасовані ділянки долини трапляються

тільки в небагатьох розширеннях долини. В такому розширенні біля с. Миндунок є чотири–п'ять терасових рівнів. Найбільшу ширину (до 200 м) має 7,5–10,0-метрова цокольна тераса. Д. Стадницький (1964) нараховує тут до семи терас (орографічно виражені у вигляді нешироких – 7–15 м – перегинів на схилах).

Дуже часто у місцях прорізання товщ пісковиків ямненської і стрийської світ долина має ущелиноподібний вигляд.

Розширення долини (до 2 км) розпочинається біля с. Новий Мізунь на контакті Орівської і Берегової скиб (рис. 21). Найбільший розвиток тут отримали 2–3- і 7–9-метрові тераси. Вирівняні поверхні цих терас місцями заболочені. Схили вищих (четвертої і п'ятої) терас розчленовані численними балками і ярами, по яких на поверхню третьої тераси виноситься матеріал (глинисто-уламковий) і утворює численні конуси винесення. На стінках ярів і балок трапляються зсуви.

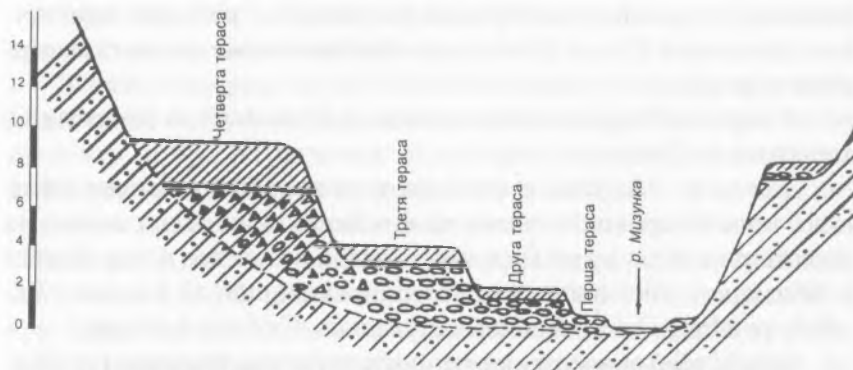


Рис. 21. Схематичний поперечний геоморфологічний профіль долини р. Мизунки у с. Новий Мізунь.

Позначення ті ж, що й на рис. 20

На південній окраїні с. Новий Мізунь Д. Стадницький (1964) виявив деформацію третьої тераси, приурочену до антикліналі в Орівській скибі, яка в рельєфі простежується в напрямі г. Лиса, 1 158,7 м (правий берег) – г. Церковище, 1 119,8 м (лівий берег). Відносна висота тераси досягає тут 12–15 м, переважають висоти – 7–9 м.

У північно-східному напрямі від с. Новий Мізунь долина Мизунки розширюється і переходить у Вигодську улоговину.

Долини бокових приток Мизунки (Ялови, Сапотей, Соколів, П'янка, Соболь, Глибокий) на значній довжині мають ущелиноподібний вигляд з крутими обвалью-осипними схилами. Терасовані ділянки долин приурочені переважно до місць впадіння в р. Мизунку.

Долина р. Свічі починається на схилах г. Кругла Млака на висоті 1 120 м над рівнем моря. Її другий витік – Синя Магура – бере початок на схилах г. Вишківський Горган (1 439,4 м). На незначній довжині р. Свіча протікає в межах Вододільно-Верховинських Карпат і на межиріччі Свічі–Синьої Магури перетинає перший хребет Скибових Карпат з вершинами Велика Мегла (1 305,1 м) і Мала Мегла (1 156 м), який є крайнім південно-західним хребтом дуже широкої в цьому регіоні скиби Зелем'янки.

У верхній течії р. Свіча виробила вузьку долину з крутими, у нижній частині урвистими схилами. Ущелиноподібний вигляд долина набуває на перетині північно-східного крила морфоструктури Зелем'янки з вершинами Великий Лисак (1 425 м) на правобережжі і вершиною Пleshа (1 349 м) на лівобережжі.

У місці злиття з р. Свіча потоку Правич добре виражені в долині 1,5- і 7–8-метрова тераси. Ширина 7–8-метрової тераси становить близько 300 м. На правому схилі долини трапляються невеликі фрагменти вищих терас – 20- і 40-метрових, цоколь 20-метрової тераси перекритий 2–3-метровою товщею галечників і 3-метровою товщею суглинків.

Від гирла потоку Правича долина Свічі поступово розширюється і переходить у Мислівську улоговину. Це розширення і Мислівська улоговина сформувалися у синклінальному зниженні між скибами Зелем'янки і Парашки. У Мислівській улоговині р. Свіча приймає найбільшу притоку Ільницю і змінює напрям із північного на північно-східний.

У улоговині добре розвинута серія із шести терас, яка найліпше простежується на межиріччі Свічі–Ільниці, перші чотири

з яких є акумулятивними: перша – 0,6 м, друга – 2,0, третя – 7,0, четверта – 20, п'ята – 40, шоста – 70 м. Найбільшу площу займають поверхні другої і третьої терас, ширина яких на лівому березі Свічі досягає 300 м. На межиріччі Свічі та Ільниці добре представлена четверта тераса завширшки 200–250 м, а також фрагменти п'ятої і шостої терас.

За Мислівською улоговиною р. Свіча під прямим кутом перетинає скиби Парашки, Сколівську та Орівську, ядра антикліналей яких складені масивними ямненськими пісковиками. Долина на цьому відрізку звужена до 200–300 м, русло Свічі врізується в корінні породи і підмиває береги. Дуже часто тераси, особливо на правому березі, розмиті, і до русла підходять дуже круті або урвисті схили. Через кожні 400–500 м у руслі ріки трапляються пороги. Протяжність кожного каскаду коливається в широких межах від 10–15 до 500 км. Приурочені вони до виходів у руслі відкладів стрийської і ямненської світ.

На перетині Орівської скиби поміж вершинами Лиса (лівий берег) і Негрин (правий берег) виявлена деформація третьої тераси (Стадницький, 1964), пов'язана з інтенсивними тектонічними підняттями в Орівській скибі (те ж саме зафіксовано в долині Мизунки біля с. Новий Мизунь).

На злитті Свічі і Мизунки сформувалася обширна Вигодська улоговина (площа близько 12 км²), приурочена до синклінального зниження в Береговій скибі, отже, ерозійно-тектонічна за походженням.

У Вигодській улоговині добре представлений терасовий комплекс обох рік (рис. 22). На межиріччі Свічі і Мизунки – спільні тераси. Усереднені висоти терас для улоговини такі, м: перша – 0,6, друга – 2–4, третя – 5–7, четверта – 16, п'ята – 35, шоста – 71. Після злиття з Мизункою Свіча 10 км тече вздовж берегового низькогір'я на північний захід (насув Берегової скиби на Передкарпатський прогин) і тільки біля с. Тяпче повертає на північ-північний схід, покидаючи гори.

Долина р. Лімниці є типовою поперечною горганською долиною, яка на значній довжині має ущелиноподібний вигляд.

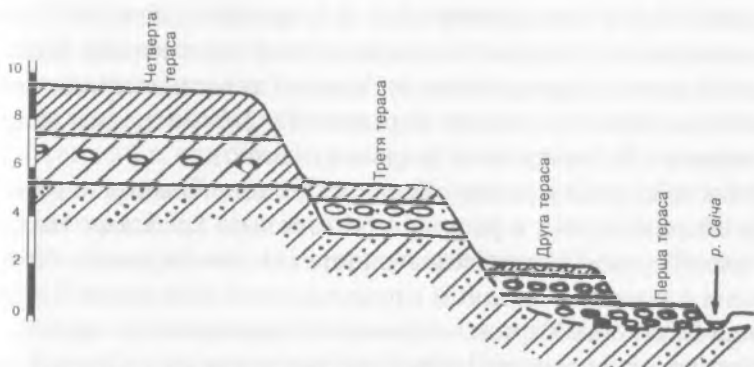


Рис. 22. Схематичний поперечний геоморфологічний профіль долини р. Свічі біля с. Шевченкове.

Позначення ті ж, що й на рис. 20

Рідше трапляються улоговиноподібні розширення долини й улоговини. Витоки Лімниці – у Привододільних Горганах, на північних схилах вершин Прелука (1 527 м), Буштул (1 601) і Велика Кепута (1 607 м).

У Скибові Горгани Лімниця входить біля хутора Дар'їв, перетинаючи тут потужний гірський хребет, сформований на скибі Зелем'янки, який на правобережжі займає межиріччя Лімниці і її притоки р. Бистрика з вершинами Кінець Горгану (1 580 м), Горган (1 579 м), а на лівобережжі – з вершинами Грофа (1 748 м), Канусяк Великий (1 641 м) та ін.

На впадінні у Лімницю р. Бистрик її долина дещо розширена. На правому схилі трапляються невеликі вирівняні ділянки, які Д. Стадницький (1964) уважав залишками четвертої–шостої терас, хоча слідів алювію на жодній з них не виявлено.

В околицях с. Осмолода у Лімницю впадає її ліва притока – р. Молода, долина якої сформувалася на контакті скиб Зелем'янки і Парашки, де поширені податливі до змиву менілітові сланці. Це сприяло утворенню невеликої Осмолодської улоговини, максимальна ширина якої не перевищує 600–700 м, а довжина становить 1 000–1 100 м. На правому березі Лімниці в межах улоговини сформувалося три терасові рівні:

перший – 0,5–0,7 м, другий – 2,0–2,5, третій – 5,5–6,5 м. Перші два тягнуться вузькими смугами (10–15 м), місцями випадають, і до русла підходить уступ третьої тераси, ширина якої – 400–600 м. Цоколь тераси перекритий 2–3-метровим шаром галечників і 0,5-метровим шаром суглинків.

Між селами Осмолода і Підлюта долина Лімниці перетинає скибу Парашки, яка в рельєфі представлена хребтами Матахів (на правобережжі) і хребтом Аршиця (на лівобережжі). Хребет Матахів є північно-західним продовженням найвищих гірських масивів Скибових Карпат – Ігровця і Сивулянського хребта. На крутих схилах ущелиноподібної долини поширені обвали й осипища, приурочені до виходів пісковиків стрийської і ямненської світ.

Від с. Підлюта вниз по течії долина Лімниці поступово розширюється, приймаючи багато невеликих бічних приток: Кузьмінець, Камінець, Тодор, Сокіл, Свиний, Чута та ін. На цьому відрізьку (до с. Ясень) долина р. Лімниці перетинає Сколівську, Орівську і Берегову скиби, які в рельєфі виражені такими хребтами і горами: хребет Верх Пасічний, г. Пасічна, хребет Гриньків, г. Лопата, г. Турова на правобережжі і г. За Тодором, хребет Верхній Сехлис, г. Яворник, г. Голиця на лівобережжі. Схили долини стають похилішими і терасованими. Русло Лімниці слабо меандрує, розділене на рукави. Терасовий комплекс найліпше представлений біля сіл Ясень і Сливки трьома акумулятивними терасами на дні долини і п'ятьма ерозійно-акумулятивними – на схилах долини.

Заплавні тераси – низька (0,5–1,0 м) і висока (1,5–2,5 м) – неширокими смугами (від 10–15 до 20–80 м) трапляються на обох берегах Лімниці. На правому березі Лімниці 1,5–2,5 м тераса в окремих місцях досягає ширини 550 м. Найбільшу площу займає поверхня третьої (4–6 м) тераси, ширина якої сягає 600–650 м. На ній розташовані села Ясень і Сливки. Четверта (10–12 м) тераса шириною 150–250 м представлена на правому березі р. Лімниці і простежується від с. Ясеня до сіл Сливки і Небилова (Передкарпаття). Висота її поступово зменшується до 8 м. І. Гофш-

тейн (1962) припустив, що 10–8-метровій терасі передгір'я відповідає 10–20-метрова тераса в горах. Четверту терасу висотою 15–20 м учений зафіксував у гирлі Бистрика (права притока Лімниці).

На лівому березі р. Лімниці південніше с. Перегінське добре представлені п'ята (30 м) і шоста (45 м) тераси. Фрагменти п'ятої тераси трапляються і біля с. Закерничне. Сьому (70 м) і восьму (115 м) тераси І. Гофштейн (1962) описав у гирлі Бистрика. До цього вперше восьму (110 м) терасу Лімниці біля с. Ясеня описав Г. Тейсейр (1933).

Долина р. Бистриці-Солотвинської, а також її басейн, приурочені до найвищої частини Скибових Горганів. Витоки р. Бистриці-Солотвинської розміщені на південно-східних схилах Сивулянського хребта на висоті 1 480 м над рівнем моря.

Верхній відрізок долини на значній довжині має V-подібну форму, прорізає потужні товщі масивних пісковиків яменської та вигодської світ скиби Парашки. Після впадіння в Бистрицю Солотвинську притоки Дощинки долина змінює північно-східний напрям на північно-західний. Цей відрізок долини приурочений до синклінального зниження між скибами Парашки і Сколівською, виповненого олігоценними відкладами. Долина на цьому відрізку значно розширена, терасована. Перша (0,6–1,0 м) і друга (2,5–3,0 м) тераси трапляються фрагментами. Загальна їхня ширина коливається в межах від 30–50 до 80 м. Найширше представлена цокольна третя тераса (8–10 м). Потужність галечниково-суглинистого шару – близько 1,5–2,0 м, ширина на лівобережжі – 250 м, на правобережжі – не більше 150 м.

На лівобережжі майже на всій довжині простежується четверта тераса зі слабко вираженим, згладженим уступом висотою 15–20 м, шириною 100–200 м. На правому березі четверта тераса виявлена фрагментами, висотою 22–24 м, шириною близько 250 м. Чітко вираженим уступом заввишки 12 м тераса опускається на поверхню третьої.

Фрагменти п'ятої тераси заввишки близько 40 м, завширшки 150–200 м трапляються біля гирла Лопушної і є спільними

для обох рік. Правобережні схили Бистриці-Солотвинської біля гирла Лопушної круті, місцями урвисті.

В улоговині, яка утворилася в місці впадіння в Бистрицю-Солотвинську Лопушної, Д. Стадницький (1964) виділив для цих рік шість спільних терас. Геоморфологічне знімання, проведене співробітниками геоморфологічної партії НДЛ Львівського університету в 1967 р., пояснило появу додаткової тераси завдяки дуже великій різниці у висотах третьої тераси (від 6–8 до 15–16 м). Деформація третьої тераси зафіксована в долині Бистриці-Солотвинської навпроти г. Журавлева Клева і біля гирла потоку Щавул, вона спричинена інтенсивнішими підняттями в осьовій частині Сколівської скиби. Поміж г. Журавлева Клева (лівий берег) і відрогами хребта Станислав (урочище Щербул, правий берег) долина Бистриці-Солотвинської звужена до 150 м (місцями 30 м) і перетинає широку смугу ямненських пісковиків. У найвужчому місці долина є типовою ущелиною. Схили надзвичайно круті (понад 30–35°), а на лівому березі – прямовисні; у руслі трапляються пороги.

Від гирла потоку Кузьменець Великий долина Бистриці-Солотвинської розширена, а біля с. Стара Гута, де ріка приймає праву притоку Сем'ятин, утворилась улоговина. В межах Старогутинської улоговини, яка сформувалася у смугі виходів сланців менілітової світи, нараховують шість терасових рівнів (рис. 23). Північніше Старогутинської улоговини долина Бистриці-Солотвинської місцями звужена, в руслі простежуються пороги і перекати, правий берег крутіший, лівий – похилий і терасований. Особливо чітко виражену асиметричну будову долина Бистриці-Солотвинської має між селами Гута і Пороги. Правий берег крутий, місцями урвистий, корінні уступи ускладнені дрібними зсувами й осипищами. Лівий берег похилий, добре терасований. Найпоширеніша акумулятивна тераса, максимальна ширина якої досягає 1 км, висота – 6–7 м.

Максимальної ширини долина Бистриці-Солотвинської досягає на перетині Берегового низькогір'я біля сіл Пороги і Яб-

лунька (рис. 24). Перша тераса (заплава) висотою 1 м і шириною 200–400 м складена галечниками і валунами. Поверхня тераси розчленована староріччями, добре виділяється припіднята центральна частина заплави і притерасне зниження. Через уступ 1,5 м тераса переходить у 2,5–3,0 м терасу, максимальна ширина якої на правобережжі досягає 400 м. Ще більшу площу на правобережжі займає третя акумулятивна тераса висотою 5–6 м. Поверхня тераси прорізана неглибокими (0,5–0,8 м) промивинами. Центральна частина тераси і притерасне зниження місцями слабо заболочені, зайняті пасовищами і сінокосами.

Четверта тераса на правому березі трапляється фрагментами, а на лівому березі ширина її між селами Пороги і Яблунька досягає 1,5 км. Тераса (висота 13 м) складена валунно-галечниковим матеріалом, що перекритий 3–4-метровою товщею суглинків.

П'ята тераса, що має 30 м, добре розвинута на правобережжі (урочище Бороди і Діл, межиріччя потоків Плоский і Кричка). У неї чітко виражений 25-метровий уступ до третьої тераси, сильно розчленований багатьма глибоко врізаними ярами. Максимальна ширина тераси досягає 400–500 м.

В урочищі Бороди виділяють також рівень шостої тераси, висота якої – близько 65 м. Уступ її до п'ятої тераси дуже виполюжений, розчленований численними ярами.

Вищі (сьома, восьма) тераси трапляються фрагментами – сьома на лівобережжі в районі с. Богрівка, восьма – на правобережжі в урочищі Діл. Висота сьомої тераси – близько 110 м. На поверхні тераси є багато добре обкатаних валунів. Північніше с. Богрівка поверхня цієї тераси зливається з денудаційно-акумулятивною поверхнею (рівень Лоевої за Г. Тейсейром).

Залишки восьмої тераси зафіксовані на правобережжі в урочищі Діл. Поверхня її має незначний ухил, місцями дещо хвиляста. Ширина вирівняної ділянки – 100–150 до 250 м. Типових алювіальних відкладів на поверхні тераси не виявлено.

Північно-східніше с. Пороги русло Бистриці-Солотвинської прокладене вздовж орографічного уступу. На цій ділянці

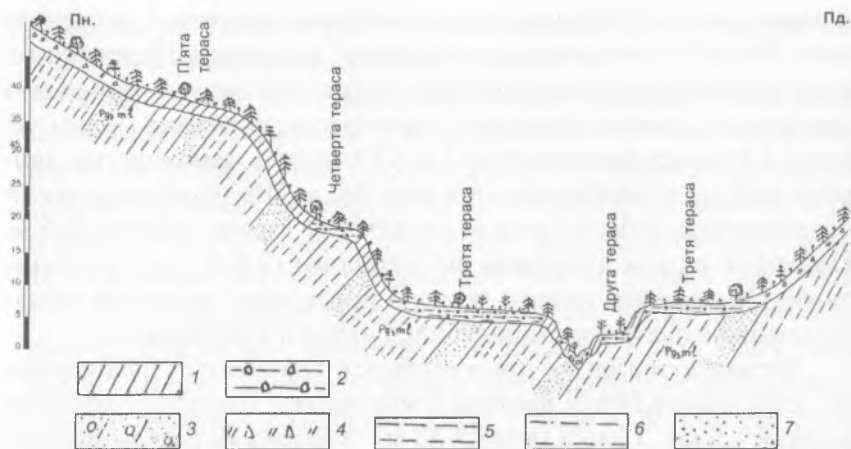


Рис. 23. Схематичний поперечний профіль долини р. Бистриці-Солотвинської перед гирлом потоку Сем'ятин:

- 1 – суглинки делювіально-алувіальні; 2 – алувіальні суглинки з галечником і валунами; 3 – валуни і галечник у піщано-суглинковому наповнювачі; 4 – суглинки делювіальні з включеннями щебеня; 5 – аргіліти; 6 – алевроліти; 7 – пісковики

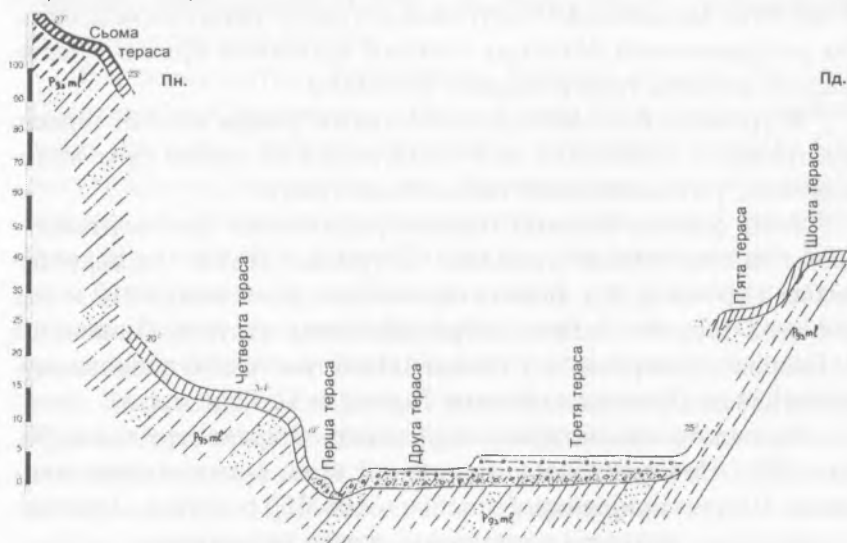


Рис. 24. Схематичний поперечний профіль долини р. Бистриці-Солотвинської в районі с. Пороги.

Позначення ті ж, що й на рис. 23

долини (між селами Пороги і Солотвин) розвинуті тільки низькі тераси, часто до русла ріки обриваються корінні береги. Комплекс добре розвинутих вищих терас з'являється на межиріччі Бистриці-Солотвинської і Манявки біля с. Солотвин. Найпоширеніша тут акумулятивна третя тераса висотою 6–8 м і шириною до 1 км. Ерозійно-акумулятивна четверта тераса висотою 22–23 м крутим 20-метровим уступом обривається до поверхні другої тераси. На цоколі тераси залягає 2–3-метровий шар валунів і галечників у суглинистому заповнювачі, перекритий 4–5-метровою товщею суглинків.

На межиріччі добре простежується поверхня 100–120-метрової сьомої тераси, розчленованої долинами дрібних потічків і ярами. На поверхні трапляється дрібний галечник і зрідка валуни.

Найбільшою правобережною притокою Бистриці-Солотвинської є *р. Манявка*. Її верхів'я розчленовують північно-східні схили хребта Чортка. Долина, яка на значній довжині врізується у відклади стрийської світи, має V-подібну форму, круті урвисті береги. На контакті стрийської і манявської світ утворився водоспад, висота падіння води якого – близько 15–17 м, а висота прямої стінки сягає 50–60 м.

З інших правобережних приток варто назвати потоки Плоский і Сем'ятин (Рипний). У середній і нижній течії потоку Плоского трапляються чотири терасові рівні. Вищі (п'ята і шоста) тераси є спільними для Бистриці-Солотвинської і Плоского.

Долина потоку Сем'ятин на значній довжині має асиметричну будову. Правий берег, де в багатьох місцях відслонені масивні ямненські пісковики, крутий, місцями урвистий. Лівий берег похилий, добре терасований. Найпоширеніша тут третя тераса висотою 8–10 м і шириною до 150 м. Низькі тераси (перша і друга), а також 20-метрова четверта, трапляються фрагментами.

Із лівобережних приток найбільшими є Кузьменець Малий, Кузьменець Великий, Бистрик, Чорний і Клим. У їхніх долинах вузькими смугами повсюди простежуються низькі (перша і друга) тераси. В долинах Кузьменця Великого і Бистрика, крім низьких терас, фрагментами виявлена 7–10-метрова третя тераса.

Долина р. Бистриці-Надвірнянської. Витоком р. Бистриці-Надвірнянської вважають два потоки, що беруть початок на північних схилах г. Чорна Клева (Привододільні Горгани) на висоті 1 700 м. Головне русло ріки формується біля с. Бистриця після злиття потоків Ричка, Довжинець, Гропенець, Рафайлівець і Салатрук. На злитті цих потоків сформувалася Бистрицька улоговина ерозійно-тектонічного походження шириною до 1 км, на значній довжині приурочена до ділянки давньої поздовжньої долини, по якій протікають притоки Бистриці-Надвірнянської – Довжинець і Салатрук. На північно-східній околиці с. Бистриця долина покидає зону Кросно (район Привододільних Горганів Вододільно-Верховинських Карпат) і входить у Скибові Карпати, перетинаючи під прямим кутом скиби Парашки, Сколівську, Орівську і Берегову.

Долина ріки тут різко звужується і поступово набуває V-подібної форми. Круті схили покриті кам'яними розсипами, трапляються ділянки обвальо-осипних схилів. Біля с. Максимець долина дещо розширена, а на лівобережжі між гирлами потоків Максимець і Хрепулів є терасовий комплекс із шести терас (рис. 25). Перша і друга тераси акумулятивні, їхні висоти, відповідно, – 0,7–1,0 і 1,5–2,5 м, ширина не перевищує декількох десятків метрів. Ширше представлена третя тераса. Ширина її в околицях с. Зелениця перевищує 500 м, висота – 6–7 м, місцями – близько 10 м. Корінний цоколь тераси перекритий потужним шаром галечників і суглинків (до 2,5–3,0 м). На поверхні цієї тераси розміщена більша частина села, прокладені дороги. Правий берег р. Бистриці-Надвірнянської на цій ділянці дуже крутий. Схили вкриті кам'яними розсипами, трапляються обвали й осипища. Більшість потічків, які стікають з правобережних схилів, є селенебезпечними.

Долина лівобережної притоки р. Хрепулів, закладена у синклінальному зниженні на контакті Сколівської й Орівської скиб, має добре виражену долину з похилими лівими схилами. Правобережні схили, де часто простежуються виходи ямненських і вигодських пісковиків, є крутими, на значній довжині мають східчасту будову (рис. 26, 27).



Рис. 25. Поперечний профіль терас Максимівської улоговини.

Позначення ті ж, що й на рис. 23

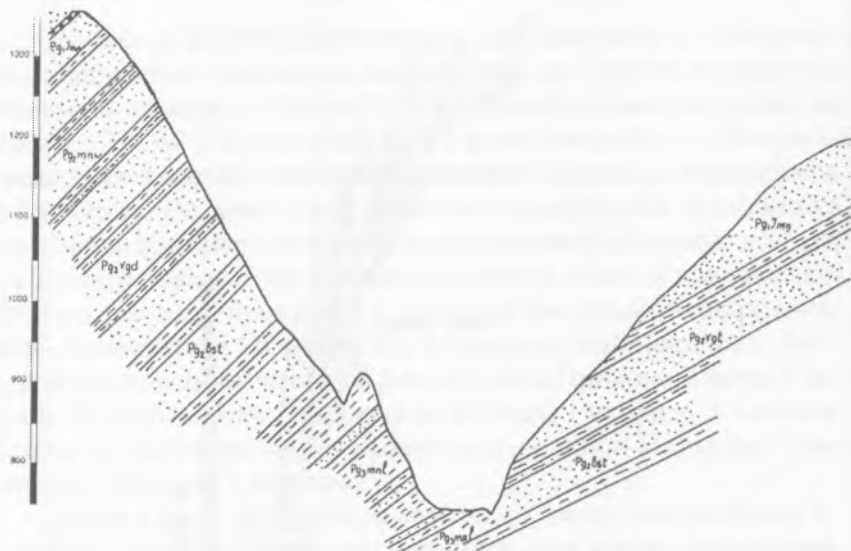


Рис. 26. Схематичний поперечний профіль долини р. Максимець біля с. Максимець. Позначення ті ж, що й на рис. 23



Рис. 27. Схематичний поперечний профіль долини р. Хрепулів у верхів'ях. Позначення ті ж, що й на рис. 23

Терасовий комплекс складається із чотирьох терас і найповніше представлений у середній і нижній течіях. Перша і друга тераси трапляються переважно у розширених ділянках долини висотою, відповідно, 0,8–1,0 і 2,5 м. Ширина їх не перевищує кілька десятків метрів. Найповніше представлена третя тераса висотою 8–10 м і максимальною шириною до 250 м.

Четверта тераса заввишки 18–20 м виявлена вузькими смугами на лівобережжі. Корінний цоколь тераси перекритий малопотужним шаром суглинків із включеннями гальки і щебеню.

Найбільшою притокою р. Бистриці-Надвірнянської є р. Зелениця. Долина р. Зелениці, а також весь її басейн із численними притоками, – приклад типових горганських долин нижчих порядків. Верхів'я р. Зелениці приурочене до найвищих хребтів Прут–Бистрицького межиріччя, у будові яких провідну роль відіграють масивні пісковики ямненської світи. Витоки р. Зелениці приурочені до північно-східних схилів хребта Синяк і південно-західних схилів хребта Явірник. Поздовжній відрізок долини у верхів'ях Зелениці збігається з лінією насуву скиби Парашки на Сколівську скибу. Вузька V-подібна долина на всій довжині має круті схили, які уступами обриваються до русла. Більшість бічних приток селенебезпечна.

Долина р. Зелениці огинає північно-західні відроги хребта Явірник і на невеликому відрізку (4 км) набуває поперечного напрямку, перетинаючи Сколівську скибу. Тут вона приймає притоку Зубрівку, яка є ніби другим її витокком і бере початок на схилах хребта Довбушанка. Поперечна долина Зубрівки перетинає масивні хребти скиби Парашки і Сколівської, має круті, часто урвисті схили, вкриті кам'яними розсипами. Більшість потоків у басейні Зубрівки селенебезпечна.

Після впадіння у Зеленицю Зубрівки її долина розширюється і під прямим кутом повертає на північний захід, набуваючи поздовжнього напрямку до впадіння у Бистрицю-Надвірнянську. Цей відтинок долини Зелениці збігається із синклінальним зниженням на контакті Сколівської та Орівської скиб. У місцях впадіння бокових приток долина дещо розширена, на таких

ділянках простежується серія низьких і середніх терас. Одне з таких розширень долини є у місці впадіння в Зеленицю потоків Ситний (лівий берег) і Зубричний (правий берег). Перша (0,8 м) і друга (2,5 м) тераси смугою до 150 м виявлені на правому березі річки. Третя тераса висотою 5–8 м і шириною до 300 м ерозійно-акумулятивна (потужність галечників і суглинків не перевищує 1,0–1,5 м). На правобережжі зафіксовано також четверту (20 м) і п'яту (35–38 м) тераси шириною до 150–200 м. Лівий берег на цій ділянці крутий і урвистий, часто трапляються обвали й осипища.

Між гирлами потоків Ситний і Козя долина Зелениці перетинає широку смугу ямненських пісковиків, які відіграють провідну роль у будові відрогів хребтів Козя (на лівому березі) і Підсмеречек (на правому березі). Від гирла потоку Козя і до впадіння у Бистрицю-Надвірнянську долина Зелениці поступово розширюється. В будові цієї ділянки бере участь дрібноритмічний фліш стрийської світи. Терасовий комплекс представлений п'ятьма терасами. Перша (0,1–1,0 м) і друга (2,5–3,0 м) тераси акумулятивні, складені великою і середньою галькою. Ширина першої тераси – 30–40 м, другої – 200–250 м. На окремих ділянках цих терас нема, і до русла ріки обривається уступ 8–10-метрової третьої тераси, ширина якої на обох берегах досягає 500–600 м. На лівобережжі тераса цокольна, потужність галечниково-суглинистого шару 1,5–2,0 м. На правому березі трапляються ділянки, де третя тераса повністю складена галечником і суглинками.

Четверта тераса висотою 15–17 м і шириною до 150 м поширена переважно на лівобережжі Зелениці. П'ята тераса висотою 35 м з досить потужним шаром галечників і суглинків виявлена на правому березі, її ширина – від кількох десятків до 150 м. У пригирловій частині тераси є спільними для Бистриці-Надвірнянської і Зелениці.

Долина Бистриці-Надвірнянської поміж селами Зелена і Пасічна перетинає Орівську скибу, яка в рельєфі представлена

двома паралельними хребтами з масивними куполоподібними вершинами: на лівобережжі між потоками Хрепулів і Бухтовець це гори Горган (1 239,8 м) і Лускавець (1 032 м), на правобережжі – гори Пасічанка (1 212,8 м) і Студена Клева (1 046,7 м). Русло ріки на цій ділянці підмиває то лівий, то правий берег, утворюючи місцями 50–60-метрові урвища. Терасовий комплекс (із чотирьох терас) зміщений з одного берега на інший. Домінує в долині третя тераса висотою 5–6 м і шириною (на окремих ділянках) до 1,5 км.

Північно-східніше села Пасічна долина Бистриці-Надвірнянської значно розширена, вона перетинає вузьку смугу Берегового низькогір'я біля сіл Пнів і Білосорина й виходить на Передкарпаття. На правобережжі з'являються високі тераси, які є спільними для рік Бистриці-Надвірнянської і Пруту.

Долина р. Прут перетинає Скибові Карпати на ділянці між Ворохтою і Делятином переважно у північному і північно-східному напрямках з невеликими відхиленнями. На північній околиці Ворохти долина р. Прут входить у Скибові Горгани, перетинаючи скибу Зелем'янки, яка на правому березі представлена у рельєфі хребтом з вершинами Ребровач, Ворохтинська, Кітулівка, Малий Діл, а на лівобережжі – порівняно невеликим гірським масивом з вершиною Магура. Долина Пруту на цій ділянці сильно звужена і має V-подібну форму. Терасового комплексу місцями зовсім нема. Найбільшу площу займає третя 5–6-метрова тераса, фрагментами простежується друга (2,5–3,0 м) і четверта (18–20 м) (рис. 28). Дрібні обвали, осипища та зсуви на окремих ділянках загрожують залізниці і шосейній дорозі.

У районі с. Татарова (Кремінці) долина розширена. Ріка Прут приймає тут одну з найбільших лівих приток – Прутець-Яблунецький, а також потоки Піхи, Притний та ін. В улоговиноподібному розширенні долини нараховують п'ять терасових рівнів. Найповніше тут представлені третя (5–6 м) і четверта (15–18 м) тераси. Загальна їхня ширина на лівобережжі – 700–800 м. Чіткий орографічний уступ висотою 18–20 м має п'ята тераса. Висота п'ятої тераси – 35–37 м, максимальна ширина – 400 м (рис. 29).

Долина р. Прут біля с. Татарів робить різкий поворот у північно-західному напрямі. Ця поздовжня ділянка долини приурочена до лінії насуву скиби Парашки на Сколівську. Русло ріки обходить смугу масивних ямненських пісковиків, які беруть участь у будові осьової частини Сколівської скиби. Від гирла лівої притоки р. Женець русло Пруту під прямим кутом повертає у східному напрямі, обходить відроги хребта Явірник (Сколівська морфоструктура), у будові яких провідну роль відіграють ямненські пісковики.

Ще один такий широтний відрізок долини р. Прут довжиною 8 км утворився між с. Микуличиним і м. Яремча, де русло ріки обходить масив з г. Маковиця, який сформувався на відкладах ямненської і стрийської світ Орівської скиби.

Найбільшими притоками р. Прут між селами Татарів і Микуличин є Прутець-Яблунецький, Женець (ліва) і Піхи (права). Короткий відрізок долини Прутця-Яблунецького у Скибових Горганах приурочений до контакту скиб Зелем'янки і Парашки. Часті виходи масивних ямненських пісковиків сприяли формуванню V-подібної долини з крутими, подекуди урвистими берегами, розвитком обвальних-осипних процесів.

Потік Женець на всій довжині має вузьку V-подібну долину, яка сформувалася в смугі поширення відкладів стрийської і ямненської світ. На значній довжині береги потоку броньовані масивними пісковиками. В руслі часто трапляються пороги і водоспади. Найбільший водоспад висотою 15 м є на відстані 1,2 км від гирла.

Потік Піхи закладений у синклінальному зниженні на контакті скиби Парашки і Сколівської. На значній довжині має круті береги, більшість його приток є селенебезпечними.

Після перетину Сколівської морфоструктури (на лівобережжі – відроги хребта Явірник, на правобережжі – хребта Леснів) долина р. Прут значно розширюється і поступово переходить у Микуличинську улоговину. Найбільшу площу на обох берегах ріки займає друга тераса висотою 2,5–3,0 м, шириною від 180–200 до 1200 м у районі впадіння Прутця-Чемеговського. Третя тераса висотою 6–7 м і максимальною шириною 250–300 м

слабко вираженим, розмитим ярами уступом переходить у 22-метрову четверту терасу. Всі три тераси є спільними для рік Прут і Прутєць-Чемеговський (рис. 30).

Вищі тераси простежуються фрагментами. П'ята тераса висотою 35 м і шоста – 60–65 м найповніше представлені на межиріччі Пруту і Прутця-Чемеговського. Поверхня й уступи обох терас ускладнені зсувними улоговинами, розчленовані численними промивинами, улоговинами стоку.

Північніше с. Микуличин (між с. Ямна і м. Яремча) долина р. Прут сильно звужена, тут ріка під прямим кутом повертає на захід і 8–9 км тече в широтному напрямі. Долина на цьому відрізку закладена переважно на контакті двох дуже відмінних літологічних зон – ямненської і манявської світ. Тераси трапляються фрагментами. Береги ріки часто урвисті, ускладнені дрібними обвалами, осипищами і зсувами. В руслі ріки часті пороги і водоспади.

В околицях м. Яремча долина р. Прут значно розширена (на лівобережжі). Правий берег крутий, урвистий, що пов'язано з виходами тут відкладів стрийської і ямненської світ.

На лівобережжі добре сформований комплекс із п'яти терас; найповніше представлені третя і четверта. Висота третьої тераси близько 8 м, ширина – 350 м. Корінний цоколь тераси перекритий шаром галечника до 1 м і суглинків (30–50 см). Висота четвертої тераси 18–20 м, максимальна ширина 300–400 м. Корінний цоколь перекритий однометровим шаром дрібного і середнього галечника і 1,5–2,0-метровим шаром жовто-бурих суглинків. Досить значні площі на цій ділянці займає п'ята тераса, висота якої – 32–38 м, ширина – 250 м і більше. На межиріччі потоків Жонки і Чорногорчика трапляються фрагменти вищих терас (шоста і сьома), які в рельєфі виражені орографічно. Оскільки ж алювіальних відкладів нема, то можна припускати, що це не тераси, а структурно-літологічні уступи і поверхні.

На північній околиці м. Яремча долина ріки дещо розширена на правобережжі, де найповніше представлені четверта і п'ята тераси. Висота четвертої тераси – 14 м, максимальна ширина –

500–600 м. Цоколь тераси перекритий 2-метровим шаром алювію. Крутим уступом (45°) тераса опускається до русла ріки. Через 10-метровий перероблений уступ крутістю 28–35° четверта тераса переходить у 25-метрову п'яту, поверхня й уступи якої сильно розчленовані численними ярами, виярками і вибоїнами.

Нижче по течії (с. Дора) ширина терас на правобережжі менша. Найповніше представлені третя і четверта тераси, фрагментами простежуються друга і п'ята. На значній довжині терасового комплексу зовсім нема і до русла ріки підходять круті корінні уступи, складені відкладами стрийської світи (рис. 31).

На лівобережжі між Дорою і Делятином добре розвинений комплекс із шести терас. Найбільші площі займає поверхня четвертої тераси висотою 17–20 м, максимальною шириною 700–800 м. Потужність алювіальних відкладів коливається в межах 1,5–2,5 м. П'ята тераса заввишки до 40 м і завширшки 200 м трапляється фрагментами поміж долинами численних зворів.

Із високих терас найповніше представлена шоста висотою близько 60 м і максимальною шириною 500 м. Фрагменти восьмої тераси виявлені на відносних висотах 180–200 м. Усі високі тераси сильно розчленовані численними потічками, виярками і вибоїнами.

Долина р. Прут у районі Делятина (крайове низькогір'я) має максимальну ширину. В будові цієї ділянки долини беруть участь відклади бистрицької і менілітової світ. На лівобережжі добре фіксовані шість надзаплавних терас. Заплава висотою 0,9–1,3 м складена галечником, що перекритий малопотужним (0,1–0,2 м) шаром суглинків і пісків. Максимальна ширина заплави – близько 150–200 м (рис. 32).

Висота першої надзаплавної тераси – від 2,2 до 3,5 м, ширина – 300–1 000 м. У будові тераси переважає великий і середній галечник, перекритий малопотужним шаром суглинків. Друга надзаплавна акумулятивна тераса заввишки 6 м простежується фрагментами. Третя надзаплавна тераса на правобережжі має найбільшу ширину – до 1,2 км, а на лівобережжі меншу – 300–600 м (північніше гирла потоку Перемиська).

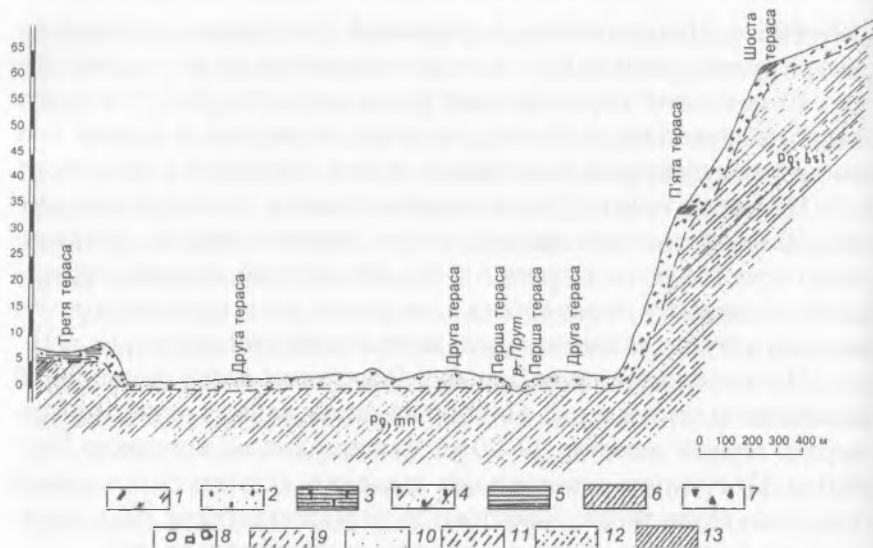


Рис. 30. Схематичний поперечний профіль долини р. Прут у районі с. Микуличин

1 – суглинок делювіальний з включеннями щебеню; 2 – дрібний галечник; 3 – галечник у суглинковому наповнювачі; 4 – валуни і крупний галечник у піщано-суглинковому наповнювачі; 5 – суглинок; 6 – суглинок делювіально-алювіальний; 7 – щебінь; 8 – брили; 9 – сланці; 10 – пісковик; 11 – алевроліти; 12 – аргіліти; 13 – глини

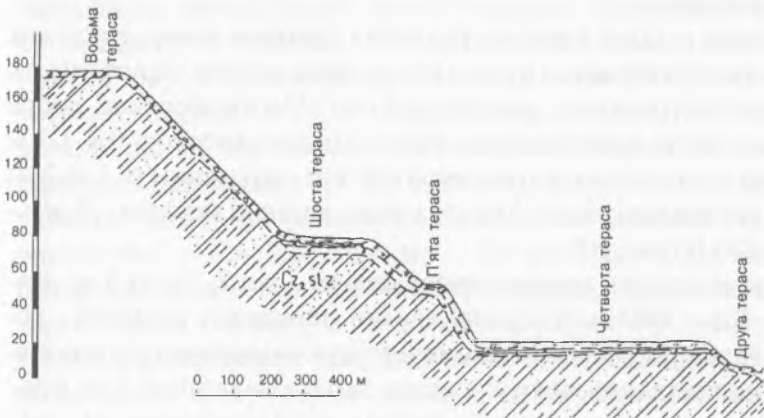


Рис. 31. Схематичний поперечний профіль долини р. Прут у районі с. Дора.

Позначення ті ж, що й на рис. 30

Висота її, відповідно, 20–22 (правобережжя) і 17–19 м (лівобережжя). Потужність галечників і суглинків, що перекривають корінний коколь, близько 2,0–2,5 м.

Четверта надзаплавна тераса шириною до 150 м і висотою 39–42 м протежується на вододілі Перемиськи і Любижні. Її поверхня й уступ ускладнені численними зсувами. На правобережжі (с. Заріччя) ширина тераси досягає 250–300 м, максимальна висота – 45 м. Поверхня й уступ розчленовані ярами з глибиною врізу до 6–8 м і шириною днища від 3 до 12 м. На лівобережжі п'ята надзаплавна тераса майже повністю зруйнована зсувними процесами.

На вододілі Перемиськи і Любижні досить великі ділянки (максимальна ширина – до 600 м) займає надзаплавна тераса висотою 110–120 м. Її поверхня покрита великим, добре обкатаним галечником, розчленована долинами потічків і численними виярками.

Найбільшими притоками Пруту в Скибових Карпатах між с. Микуличин і Делятин є Жонка, Кам'янка, Перемиська і Любижня (лівобережні) і Прутеть-Чемеговський (правобережний).

Долина потоку Жонка на значній довжині приурочена до смуги поширення яменських пісковиків, через що вона, а також долини численних її приток, мають круті, урвисті береги,

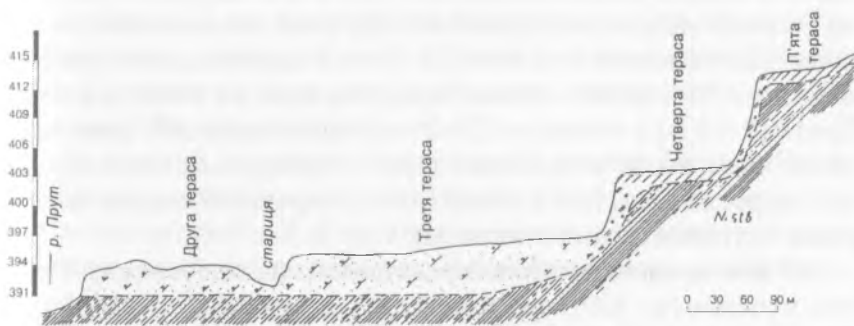


Рис. 32. Схематичний поперечний переріз правобережжя р. Прут (північніше с. Делятин).

Позначення ті ж, що й на рис. 30

ущелиноподібну форму. Притоки Жонки Чепелів і Багровець у місцях поширення відкладів стрийської світи мають V-подібну форму долин. Велика кількість уламково-глинистого матеріалу, який надходить зі схилів, робить басейн Жонки селенебезпечним. У долині фрагментами трапляються тільки низькі тераси.

У нижній течії долина потоку Кам'янка добре терасована. Найповніше тут представлена третя тераса висотою від 7–8 до 10 м, шириною до 150 м. Фрагментами на лівобережжі простежуються четверта (висота 20–22 м) і п'ята (висота 40 м) тераси. У середній і верхній течії долина Кам'янки врізається у відклади стрийської світи і на значній довжині має урвисті береги.

Долина р. Перемицьки закладена в смузі поширення відкладів стрийської (середня і верхня течії) і бистрицької та менілітової (нижня течія) світ. У нижній течії вона терасована, третя, четверта і п'ята тераси спільні з терасами долини р. Прут. Середня і, особливо, верхня течія Перемицьки, вироблена переважно у відкладах стрийської світи, має вузьку долину, де фрагментами виявлені тільки низькі тераси.

У нижній і середній течії долина Любижні вироблена у відкладах менілітової світи і має добре розвинутий комплекс із шести терас. Русло ріки меандрує, через що низькі тераси трапляються фрагментами то на одному, то на іншому березі. Висота першої тераси (заплави) – 0,6–0,8 м, ширина – декілька десятків метрів, складена вона крупним галечником і валунами. Друга тераса висотою 2,5–3,5 м і максимальною шириною до 150 м досить повно представлена на обох берегах. Третя (8–10 м) і четверта (23–26 м) простежуються фрагментами, дуже часто уступи цих терас обриваються безпосередньо до русла ріки. Їхні корінні цоколи перекриті шаром галечників і суглинків потужністю від 1 до 2–3 м.

П'ята тераса найповніше представлена на лівобережжі. Крутим уступом (до 45°) вона переходить до низької другої або ж обривається безпосередньо до русла. Її висота 45 м, ширина 300 м. Біля с. Друга Любижня зафіксований рівень шостої тераси, має висоту 65–70 м, ширину 120–300 м. Уверх по течії від Другої

Любижні долина Любижні поступово звужена, вона перетинає відклади стрийської світи. В терасовому комплексі простежуються фрагменти тільки низьких терас.

Найбільшою притокою р. Прут на горганському відрізку долини є р. *Прутець-Чемеговський*. У нижній і середній течіях долина Прутця-Чемеговського має північно-західне-південно-східне простягання і закладена в синклінальному зниженні поміж Сколівською й Орівською скибами. Напряв верхньої ділянки долини меридіальний.

Найвищий терасовий рівень (шоста тераса) є у пригирловій частині долини. Висота тераси – 55–60 м, кут нахилу поверхні – 3–5°, ширина – від 250 до 300 м. Поверхня тераси розчленована долинами потічків і виярками тимчасових водотоків. На поверхні тераси і в метровому шарі трапляється добре обкатаний середній і великий галечник. Чітко вираженим у рельєфі уступом тераса опускається до 20–22-метрової четвертої тераси, ширина якої – 150–200 м.

Третя тераса висотою 5–6 м максимальну ширину (200–300 м) має на лівобережжі. Низькі перша (0,8 м) і друга (2,5 м) тераси виявлені по чергово на обох берегах ріки, їхня ширина – від 50 до 150 м.

Вище по течії від гирла потоків Копчик і Левущик долина Прутця-Чемеговського звужена, вона перетинає смугу ямненських пісковиків і має ущелиноподібний вигляд (біля гирла потоку Рокитного, поміж гирлами потоків Копчик і Хичка). З крутими й урвистими берегами на цій ділянці пов'язаний розвиток обвального-осипних процесів.

На верхній меридіональній ділянці долина Прутця-Чемеговського перетинає смугу потужного насуву скиби Парашки на Сколівську скибу. В обох скибах домінують відклади ямненської світи, через що долина має V-подібну форму, а місцями – ущелиноподібну.

Характер долин численних правобережних (Збанулець, Цапулець, Левущик, Рокитний, Форещинка) і лівобережних (Шекелювка, Хичка, Копчик, Поломисти) приток Прутця-Чемеговського

залежить від того, які літологічні зони вони перетинають. Однак незалежно від цього в усіх перерахованих долинах вузькими смугами простежуються тільки низькі тераси.

Більшість дослідників (Цись, 1957, 1963; Лящук, 1963) зафіксувала деякі відмінності в будові річкових долин Покутської і Буковинської частин. Долини Пістинки, Рибниці і Черемошу мають глибокі ерозійні врізи, на значній довжині – V-подібну форму, більшу кількість терас. Типовим долинам Буковинської частини Карпат – Сірету і Малого Сірету – притаманна ущелиноподібна форма з меншою кількістю терасових рівнів. Водночас в історії формування долинних систем є багато спільного, зокрема, існування поздовжніх долин як у гірській, так і в передгірській частинах Покутських і Буковинських Карпат (Пра-рибниця, Прачеремош – долина Багна).

Будова долини р. *Пістинки* тісно пов'язана зі структурно-літологічними особливостями території. Ріка бере початок у найвищій частині Покутсько-Буковинських Карпат (морфоструктура Парашки). У верхів'ях поміж вершинами Версалеєм (1 406,7 м), Ротило (1 483,2 м) і Грегит (1 472,0 м) утворює котлоподібну лійку, розчленовану численними потоками. Подібні лійки сформовані східніше і витоками її головних верхніх приток – Ставник і Брустурка.

У верхів'ях Пістинки на розширених ділянках долини простежують до трьох терасових рівнів (0,5, 3,0 і 7,0–8,0 м). У межах Космацької улоговини нараховують до восьми терасових рівнів (Лящук, 1963). Дослідженнями геоморфологічної партії Львівського університету у 1969 р. тут закартовано шість терас (або п'ять надзаплавних) – 0,5–0,7, 2,5–3,0, 5–8, 14–16, 22–28, 50–60 м.

Такі ж висоти терас зафіксовані на поздовжніх відрізках долини Пістинки між селами Космач–Брустура і Прокурава–Шешори, де долина ріки закладена у синклінальних зниженнях поміж хребтами Плоского–Брусного і Брусного–Карматури. Перші три тераси і, переважно, четверта є алювіальними. Потужність алювіальних відкладів четвертої і п'ятої терас часто перевищує 10 м.

На відносних висотах 80–100, 110–125 м трапляються фрагментами вирівняні ділянки, які є залишками вищих терас. Низькі тераси розчленовані бічними потоками, на їхній поверхні утворилися численні конуси винесення. На поперечних відрізках долини в разі перетину хребтів Плоского, Брусного, Карматури і Кам'янистого долина звужена, в руслі простежуються пороги і водоспади. Мальовничий водоспад із трьох каскадів утворився в околицях с. Шешори.

Ріка Рибниця та дві її головні верхні притоки Річка і Бездулька беруть початок на північно-східних схилах хребта Ігрець (Орівська морфоструктура). У верхів'ях долини ріки зафіксовані вузькими смугами тільки низькі тераси (0,5, 2,0, 4,0–5,0 м). У нижній частині схилів і в руслі часто відслонені корінні породи, є пороги, невеликі водоспади.

Поміж Яворовом і Косовом у долині Рибниці добре простежуються і вищі (10–13, 20–22 м) тераси. На перетині антиклінальних хребтів виникли деформації цих терас і їхня висота зросла на 2–4 м. Ширина 10–13-метрової тераси коливається в межах 200–400 м, 20–22-метрової – 200–300 м (трапляються фрагменти).

Уздовж берега Карпат між Косовом і Кутами добре простежується поздовжня прадолина Рибниці. На схилах терасового низькогір'я вздовж давньої долини є фрагменти шостої (90–100 м) і сьомої (130–140 м) надзаплавних терас, які у передгір'ї відповідають денудаційно-аккумулятивним поверхням Лоевої і Красної.

Долина р. Черемош розділяє Покутсько-Буковинські Карпати на дві частини: Покутську і Буковинську. Ділянка долини Черемошу у Скибових Карпатах розпочинається від злиття Чорного і Білого Черемошів у с. Устеріки. За 4 км нижче по течії Черемош приймає найбільшу притоку – Путилу. У регіон Скибових Карпат потрапляє також ділянка долини Чорного Черемошу між селами Верховина й Устеріки. На цій ділянці ріка в межах морфоструктури Парашки робить великий закрут, протікаючи в північно-східному, широтному і меридіальному напрямках. Тут є двокілометровий відрізок долини Білого

Черемошу, яка перетинає південну луску скиби Парашки поміж селами Стебнів і Устеріки.

Ріка Черемош має глибоко врізану долину з численними меандрами, яка в поперечному напрямі перетинає всі морфоструктурні елементи. Відносні перевищення прилеглих до долини Черемошу і Чорного Черемошу хребтів у межах морфоструктур Парашки й Орівської перевищує 600–700 м, а в межах Покутсько-Буковинської морфоструктури – 300–400 м. Поперечний профіль долини часто змінений з асиметричного на ущелиноподібний, часті деформації поздовжнього профілю терас, своєрідні закрути долини – усе це є свідченням неотектонічної активності регіону.

На розширених ділянках долини в районі сіл Білоберізка, Розтоки, Тюдова виділяють комплекси низьких, середніх і високих терас. У долині Черемошу В. Лебедев (1957) виділив вісім надзаплавних терас, Н. Красуська (1959) – сім терас, Б. Лящук (1963) – вісім надзаплавних терас і одну денудаційну поверхню, Кожурин і Станішевський (1978) – дев'ять надзаплавних терас.

Тераси висотою 0,6–0,8 і 1–2 м на виході з гір і на передгір'ї утворюють низький і високий рівні заплави. У гірській частині долини вони збудовані галечниками і валунами, що перекриті на 1–2-метровій терасі шаром пісків і мулистих суглинків.

Третя тераса (перша надзаплавна) заввишки 3,5–4,5 м, місцями 6 м, складена галечниками, що перекриті 1,5–2,0-метровою піщано-суглинистою товщею. На цій терасі розміщена більша частина населених пунктів, сільськогосподарські угіддя і дороги.

Четверта тераса (друга надзаплавна) висотою близько 10 м, поміж селами Устеріки і Білоберізка – 12–15 м (у межах морфоструктур Парашки і Орівської), також має двочленну будову – унизу потужна товща галечників, а зверху 1,5–2,0-метрова товща суглинків. На цій терасі розміщена більша частина сіл Розтоки і Білоберізка, а також частина міст Кути і Вижниця.

П'ята тераса (третя надзаплавна) має відносні висоти 18–22 м на Покутсько-Буковинській ділянці долини і до 25–30 м у Ски-

бовому середньогір'ї (поміж селами Устеріки і Білоберізка). Простежується тераса окремими фрагментами. Найбільші її фрагменти розміщені ближче до краю Карпат (с. Тюдів і м. Кути).

Шоста тераса (четверта надзаплавна) з відносними висотами до 35–45 м у гірській частині та до 20–30 м у передгір'ї виявлена тільки в найбільше розширених ділянках долини (селами Білоберізка, Розтоки, Тюдів). Тераса має тричленну будову: 30-метровий цоколь, на якому залягають галечники (до 5–10 м) і суглинки.

Сьома тераса (п'ята надзаплавна) з відсною висотою до 60 м трапляється невеликими фрагментами на розширених ділянках долини.

Вищі тераси (80–100 і 120–130 м) рідкісні, їхні поверхні розмиті потоками, зруйновані зсувами. Наприклад, 120–130-метрова тераса (сьома надзаплавна) зливається у передгір'ї з поверхнею давньої долини Багна і в околицях Вижниці 130–140-метровим уступом підходить до долини Черемошу. Вона фіксує положення днища поздовжньої пліоценової ріки – Прачеремошу.

Долина Сірету на значній довжині має субмеридіальний напрям і тільки в околицях с. Долішній Шепіт – невеликі відрізки долини північно-східного і північно-західного (поздовжня) напрямів. Ширина долини поступово зростає вниз по течії від 1,0 до 2,0–2,5 км на виході з гір. Долина переважно ящикоподібної форми, терасована.

У гірській частині в долині виділяють (Лебедев, 1957; Лящук, 1963) чотири надзаплавні тераси: 4–7, 10–12, 20–22 і 60 м. Б. Лящук (1963) виділив також дві заплавні тераси: 0,6–0,8 і 2–3 м.

Третя тераса (перша надзаплавна) висотою 5–7 м і шириною 100–200 м простежується майже на всій довжині долини. Складена різнозернистим алювієм, що перекритий 1,5–2,0-метровим шаром суглинків. На терасі розміщені частини сіл Шепіт, Лопушна, Берегомет (рис. 33).

Четверта тераса (друга надзаплавна) заввишки 10–12 м і завширшки від 0,5 до 2,0 км також акумулятивна, має, порівняно з попередньою, потужніший шар суглинків (до 3–4 м).

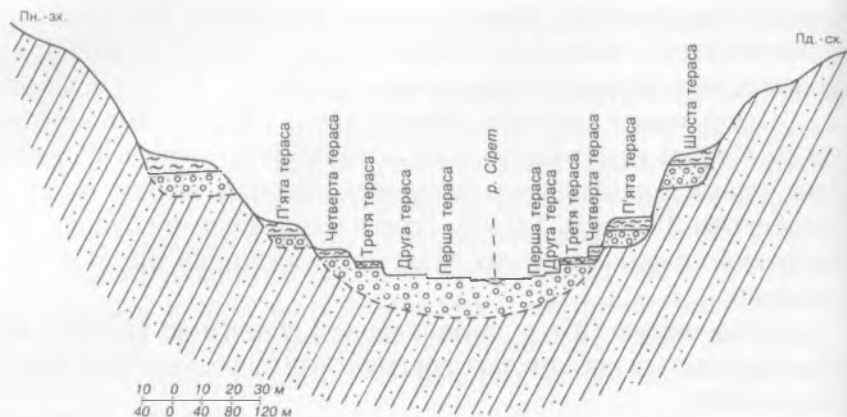


Рис. 33. Схематичний поперечний переріз долини р. Сірет у с. Шепіт (за Б. Лящуком, 1963)

Вищі тераси (20 і 60 м) трапляються окремими фрагментами. Обидві тераси цокольні, потужність галечників і суглинків від 5–7 до 10 м. На розчленованих схилах цих терас розвиваються зсуви.

Гірський відрізок долини *Малого Сірету* (права притока р. Сірет) за будовою дуже подібний до долини головної ріки. Характерною для цієї долини є асиметричність. Більшість дослідників пояснює це інтенсивними підняттями у зазначеному регіоні Карпат, що привели до утворення похилої поверхні від гір до передгір'їв і зміщення русла в північному–північно-західному напрямі.

Розвиток рельєфу в ході геологічної історії відбувається одночасно з розвитком геоструктур, через це історію формування рельєфу треба розглядати у контакті і взаємозв'язку з історією утворення тектонічних структур і геокомплексів.

Вираз „вік рельєфу” є суперечливим (Марков, 1948). Його застосовують до сучасного (фіксованого) рельєфу, який колись виник, розвивався і змінювався під впливом ендегенних і екзогенних рельєфотворних процесів. Через це, говорячи про вік рельєфу, маємо на увазі давній рельєф, „подібність якого бачимо, подібність, але не тотожність” (Марков, 1948).

Сьогодні найчастіше використовують поняття абсолютно і геологічного віку рельєфу. Поняття „абсолютний вік” рельєфу характеризують за допомогою точних даних, які дають змогу визначити, скільки тисяч або мільйонів років тому він сформувався. „Геологічний вік”, або „нижня вікова межа рельєфу” (Спиридонов, 1952), визначає час, коли на території почався континентальний розвиток. Тому час, коли на будь-якій ділянці земної поверхні почався період континентального розвитку, має важливе значення для визначення віку морфологічної структури. Вік певного елемента сучасного рельєфу відображає переломний етап у розвитку конкретної ділянки земної кори, коли тут виник рельєф, якісно подібний до сучасного.

За реліктовими формами рельєфу можна визначити умови рельєфоутворення тільки для новіших етапів історії розвитку. Про віддаленіші процеси рельєфоутворення судять тільки за непрямыми ознаками, які виражені і зафіксовані у геологічних

структурах, а також у літологофаціальному характері геологічних утворень. За такого розуміння віку рельєфу не заперечують змін елементів рельєфу, які відбулися з часу його утворення до сучасної епохи. Ці зміни (Мещеряков, 1965) є кількісними, а не якісними перетвореннями і не зачіпають головних рис раніше створеного рельєфу.

Для гірських регіонів дуже важливим є з'ясування віку та походження морфоструктур. У цьому разі необхідно, перш за все, оцінити роль ендегенного та екзогенного чинників їхнього розвитку. Незважаючи на те, що панівну роль у створенні морфоструктур Карпат відіграли тектонічні рухи (особливо це характерно для Скибових Карпат), їхній розвиток визначений взаємодією ендегенних і екзогенних процесів. Особливості зміни умов взаємодії ендегенних і екзогенних процесів на різних етапах розвитку морфоструктури мають вирішальне значення в разі визначення її віку.

Найчастіше геологічний вік рельєфу гірських країн визначають методом корелятних відкладів. На підставі аналізу особливостей корелятних відкладів передгір'їв П.М. Цись (1952, 1962, 1968) виділив такі етапи розвитку рельєфу Українських Карпат: 1) верхньооліоценовий–нижньоміоценовий; 2) середньоміоценовий (гельвет, тортон); 3) сарматський; 4) меотично–пліоценовий; 5) верхньопліоценовий; 6) плейстоценовий; 7) льодовиковий (сучасний).

Важливою проблемою у вивченні рельєфу Карпат або окремих їхніх регіонів є палеогеографічна історія. У палеогеографічній історії гірської системи Карпат розрізняють тривалі періоди, з якими пов'язують становлення рельєфу, проте хід рельєфоутворювальних процесів багато авторів трактує по-різному.

4.1. Формування рельєфу на ранніх етапах розвитку

Серед численних теорій і гіпотез стосовно формування морфоструктури Українських Карпат на початковому етапі розвитку з усталенням континентального режиму найпопулярнішими

сьогодні є такі: тектоніки літосферних плит, ундацій, контракційна, мембранної тектоніки, гравітаційної тектоніки, кругового руху плит – мікроконтинентів та ін. (класифікація гіпотез і теорій за А. Шейдеггером, 1987). А. Шейдеггер виявив напроцуд дивовижну особливість гірських хребтів і ланцюгів островів – їхню більш або менш дугоподібну форму. Мезозойсько-кайнозойські орографічні системи утворюють два великі пояси: один з них оконтурює Тихий океан, а інший проходить через Альпійську і Гімалайську системи до Океанії. До складу другого поясу належить і гірська дуга Карпат.

Оскільки головна орографічна активність Землі сконцентрована у певні відрізки геологічного часу у вузьких поясах, то дугоподібну протяжність гірських хребтів вважають одним з фактів, який сприяв розвитку нової глобальної тектоніки, або тектоніки плит. І. Гофштейн (1975), коли характеризував крейдово-палеогенову флішову геосинкліналь, де зародилися сучасні Карпати, наголошував на існуванні серед водних просторів поздовжніх гірсько-острівних пасом суші – виступів давніх порід фундаменту (кордільєр), які були областями зносу уламкового матеріалу. На етапі острівної дуги розвивалися не тільки поздовжні, а й поперечні блокові структури, які мали потужний вплив на формування рельєфу Українських Карпат.

Детальний аналіз теорій і гіпотез формування морфоструктури Українських Карпат на початковому етапі розвитку (включно з усталенням континентального режиму) виконав С. Круглов (1985). У критичному огляді численних публікацій щодо механізму формування структури Карпат найбільшу увагу зосереджено на теоріях тектоніки літосферних плит, ундацій, контракційній, мембранної тектоніки та ін.

Найпопулярнішою для пояснення складчастої будови Карпат є гіпотеза літосферних плит. Як зазначив С. Круглов (1985), загальне положення для всіх варіантів цієї гіпотези – уявлення про зчленування континентальної та океанічної кори по периферії Паннонської міжгірської западини. Виникнення гірської дуги Карпат пояснюють зіткненням різних за типом будови

літосферних плит, розділених зонами Беньофа. Іншим варіантом цієї гіпотези формування гірської споруди Карпат є зіткнення острівної дуги і літосферної плити (прихильник І. Гофштейн).

Не має прихильників одна з теорій орогенезу – теорія ундацій, в основі якої є спроба пояснити орогенез ритмічними коливаннями (ундаціями) земної поверхні, внаслідок чого відбувається підняття одних ділянок (геотумори) і опускання інших (геодепресії). Настає момент, коли матеріал з геотумора сповзає в депресію (вторинний орогенез) і утворюється складчастість.

Не підтверджена також концепція про обертовий рух окремих плит – мікроконтинентів. Такою плитою для Карпат вважають кільцеву структуру – Паннонську міжгірську западину, походження якої пояснюють (Зейлік, за С. Кругловим, 1985) вибухом астероїда.

Важко пояснити формування структури Карпат теорією мембранної тектоніки, суть якої в міграції полюсів, що приводить до зміни форми Землі і виникнення потужних деформацій у земній корі.

Надзвичайно правдоподібна роль гравітаційної тектоніки у формуванні покривної (складчастої) структури гірських хребтів. Цей погляд протилежний до думки про те, що покриви є пасивною реакцією на літосферу, яка підсувається. Такі процеси відбуваються на другому етапі орогенезу, у цьому випадку потужні фронти тіла, що ковзає, можуть відділятися від основної частини і створювати окремі гірські ланцюги. С. Круглов (1985) заперечив провідну роль гравітаційної тектоніки у формуванні покривів Скибових Карпат і Передкарпаття та наголосив на невідповідності амплітуди горизонтального переміщення Самбірського, Бориславсько-Покутського і Скибового покривів та розмаху прогинання автохтону перед їхнім фронтом (максимальні амплітуди горизонтальних переміщень залежать від глибини фундаменту: чим глибший фундамент, тим менша амплітуда переміщень).

Правильна, на нашу думку, запропонована С. Кругловим (1985) ідея підсуву платформної основи під геосинкліналь, що

відбувається не внаслідок горизонтального руху літосферних плит Східно- і Західноєвропейської платформ, а внаслідок їхнього вертикального занурення. Свідчення цього – східчає занурення блоків фундаменту Більче-Волицької (епіплатформної Зовнішньої) зони у напрямі Карпат (див. рис. 7).

Водночас значна амплітуда горизонтального переміщення складчастих покривів у напрямі платформи свідчить про високу ймовірність зустрічного руху з боку геосинкліналі. Підтверджена бурінням і геофізичними дослідженнями амплітуда насуву Самбірського покриву на пратформну частину прогину становить 15–18 км, Бориславсько-Покутського прогину на Самбірський – понад 10 км. Мінімальна амплітуда горизонтального переміщення Скибового покриву на Передкарпатський прогин – 20 км.

Виявлено цікаву особливість гірських хребтів, пов'язану зі значним зменшенням земної кори в прилеглих до них регіонах, що підтверджено їхньою покривною структурою. Довжина пласта до і після складкоутворення дає змогу визначити розмір скорочення. Порівняно з умовним нескладчастим поперечним перетином гірського хребта ці значення дають зменшення у співвідношенні 4:1 (Шейдеггер, 1987).

Більшість дослідників дотримується думки, що в Карпатах виявилися три фази складчастості. Перша (загальнокарпатська) була на межі верхнього олігоцену–нижнього міоцену, друга і третя – відповідно, у верхньому тортоні і пліоцені (Гофштейн, 1964) і зафіксовані тільки у північній частині геосинкліналі.

Перша фаза складчастості визначена співвідношенням флішу Карпат і молас Передкарпаття. Простежується поступовий перехід від поляницької флішової серії до воротищенської моласової і наявність у середній частині воротищенської серії потужних конгломератів.

Щодо другої, верхньотортонської фази складчастості, то окремі автори виділяють її за аналогією із Польськими Карпатами. Цю фазу доводять різницею в структурі тираської серії (гіпсоангідритовий горизонт) і товщі тортон-сарматських

відкладів, у яких з'являється грубоуламковий матеріал, а також наявністю у гіпсоангідритовому горизонті Більче-Волицької зони численних скидів, зім'ятості його у похилі складки.

Третя фаза складчастості в Карпатах відбулася в пліоцені. Свідченням цього є порушені складчастістю відклади нижнього сармату. Доказ того, що складчасті рухи продовжувалися до кінця пліоцену, – зрізання верхньопліоценовою денудаційно-аккумулятивною поверхнею Передкарпаття складок молас.

Отже, на межі палеоцену і неогену (*верхньоолігоценовий-нижньоміценовий етап*) у палеогеографічних умовах Карпат відбулися значні зміни. Загальне підняття гірської країни й тривале занурення прогину сприяли виникненню поздовжніх і поперечних регіональних розломів. Процеси орогенезу привели до переміщення глибинних мас по лініях розломів.

Про інтенсивність підняття свідчить наявність серед молас воротищенського басейну конгломератів (трускавецькі, слобідські), у складі яких, крім екзотичних уламків (із Сандомирсько-Добруджинського пасма), значний відсоток припадає на уламки з карпатського флішу.

Грубоуламковий матеріал для екзотичних конгломератів утворювався внаслідок ерозійних і абразійних процесів, обвалів, зсувів-спливів, селевих потоків тощо.

Велику кількість уламкового матеріалу, який нагромадився біля підніжжя схилів, виносили короткотривалі бурхливі потоки під час злив (Федушак, 1962). Багаторазове повторення цього процесу позначилося на ритмічній будові слобідських конгломератів. У складі слобідських конгломератів трапляються великі брили флішових порід, які свідчать про зовсім близьке розміщення області зносу (Гофштейн, 1962).

У добротівський час палеозойське пасмо мало вигляд окремих островів, про що свідчить зменшення екзотичного матеріалу в розрізі цієї світи знизу вверху, морський басейн змістився в бік платформи. Відбувалося поступове насування Скибових Карпат на нижньоворотищенські відклади Передкарпатського прогину. З кінцем нижньоворотищенського часу пов'язують

утворення глибинних складок Покутського покриву, остаточне оформлення структур яких відбулося пізніше.

Для *середньоміоценового етапу (гельвет, тортон)* у розвитку рельєфу Скибових Карпат характерні послідовні підняття гірської споруди, процеси складкоутворення, інтенсивне відкладення потужних (понад 3 000 м) корелятних товщ у Передкарпатському прогині (стебницька, балицька, богородчанська, тираська і косівська світи). Прогин змістився у північно-східному напрямі, змінився і характер відкладів. Нижньоміоценову формацію соленосних глин і пісковиків змінила флішоподібна формація стебницької світи.

Простежено деякі відмінності в складі молас у північно-західній (піщано-глинисті, зрідка конгломерати) і південно-східній (потужні глинисто-піщані, засолені і загіпсовані) частинах. У відкладах стебницької світи, де домінують породи карпатського походження, виявлено матеріал із порід палеозойського пасма (Гофштейн, 1964).

Потужні відклади балицької світи (до 1 500 м) свідчать про продовження висхідних рухів у Карпатах і опускання у Передкарпатському прогині. Під балицькою світою (В'ялов, 1966) розуміють товщу, яка залягає між стебницькою і богородчанською (нижній тортон) світами. За характером мікрофауни вона тісно пов'язана зі стебницькою світою, через це вік її визначають як гельветський. Цією світою закінчується комплекс нижніх молас.

Балицька світа складена глинами і пухкими пісковиками. В північно-західній частині прогину (район Добромиля) у складі відкладів з'являються прошарки гравію і конгломератів, кількість яких збільшується вверх по розрізу (В'ялов, 1966). У складі гальки, крім порід крейдового і палеогенового флішу, трапляються юрські вапняки.

Це є свідченням того (Цись, 1964), що підняття Карпат продовжувалися у гельветський час. Головну фазу формування лусок Скибових Карпат П. Цись зачислив до межі нижнього

і верхнього тортону. В цей час морфологічно визначився уступ гір до передгір'я.

Поряд з фізичними властивостями гірських порід важливу роль у формуванні насувів відіграв рельєф (Пушаровський, 1951), який впливав на конфігурацію насувів. Процес насування в умовах гірського рельєфу зводився до переміщення гірських мас у долини.

Верхні моласи Передкарпатського прогину розпочинаються богородчанською світою нижнього тортону, яка має невелику потужність (20–150 м) і представлена вапняковистими глинами й мергелями з прошарками пісковиків і туфів. Верхній тортон охоплює гіпсоангідритову тираську і косівську світи. Тираська світа – хемогенні породи потужністю до 40 м – є важливим опорним маркувальним горизонтом. Завершує розріз верхнього тортону косівська світа потужністю понад 1 000 м, складена темно-сірими тонкошаруватими глинами, алевролітами, пісковиками з прошарками глин.

За аналогією з Польськими Карпатами І. Гофштейн (1964) пов'язав з верхнім тортоном другу фазу складчастості у Скибових Карпатах і Передкарпатті. Верхньотортонську фазу доводить різниця структури тираської світи і галицької серії (косівська світа – верхній тортон, дашавська світа – нижній сармат), а також континентальна перерва в післятираський час у Внутрішньому Передкарпатті. Тектонічні рухи верхнього тортону у внутрішньому Передкарпатті завершилися тут підняттями і перервою в осадонакопиченні, внаслідок чого тираські відклади були розмиті (Гофштейн, 1964). З часом формування відкладів косівської світи І. Гофштейн пов'язав період вирівнювання у Карпатах і створення Бескидської (верхньої денудаційної) поверхні.

П. Цись (1964, 1968) уважав, що протягом середньоміоценового етапу (гельвет, тортон) в Українських Карпатах відбувалися підняття, які досягли максимуму у верхньому тортоні. Свідченням цього є потужна товща корелятних відкладів, послідовний відступ морського басейну на північний схід, який перекрив кайнозойське Станіславсько-Добруджинське пасмо.

З Клокучинськими шарами косівської світи верхнього тортону пов'язують також пістинські конгломерати. У Покутському Передкарпатті в басейнах Рибниці і Пістинки розвинута товща зеленкуватих покутських глин (В'ялов, 1966), яка потужною пачкою пістинських конгломератів розділена на нижні і верхні покутські глини. Щодо пістинських конгломератів є одностайна думка: це дельтові відклади давньої праріки. Конгломерати складаються із гальки порід карпатського флішу, а також гальки метаморфічних порід, вимитих зі слобідських конгломератів. Пістинські конгломерати мають обмежене поширення, виялоподібно виклинюються на північ і заміщені вугленосними відкладами. За виявленими в їхній товщі молюсками (В'ялов, 1966) пістинські конгломерати з нижньопокутськими глинами віднесені до косівської світи (верхній тортон), а верхньопокутські – до дашавської (нижній сармат).

У північно-західній частині прогину пістинським конгломератам відповідають радицькі конгломерати, у складі яких домінують галечники і валуни із карпатського флішу. Їх також вважають прибережним дельтовим конусом винесення верхньотортонської праріки. Утворення пістинських і радицьких конгломератів було зумовлене значним посиленням ерозійних процесів унаслідок інтенсивних піднять Скибових Карпат.

Важливу роль у формуванні рельєфу Скибових Карпат і Передкарпаття відіграв *сарматський етап*. Після тортонської фази складчастості у Зовнішніх Карпатах настала епоха тектонічної стабілізації. Свідченням цього є характер нижньосарматських молас, які представлені дашавською світою сірих вапняковистих глин і алевролітів з прошарками пісковиків, туфітів і туфів (В'ялов, 1966). Нижньосарматський басейн поступово звужувався і розпадався на окремі западини. Через це в різних частинах прогину трапляються розрізи, відмінні від звичної галицької серії. Наприклад, у Покутській частині Передкарпаття відклалися верхньопокутські глини, що їх заміщували органогенні відклади.

Про сприятливі умови пенепленізації у нижньосарматський час зазначив П. Цись (1957, 1962, 1964, 1968). Про це свідчить відсутність у нижньосарматських відкладах грубого матеріалу із карпатського флішу, успадкованість нижньосарматським басейном обрисів верхньоторгонського; порівняно м'які породи флішу не потребували багато часу для вироблення пенеплену із низькогірним виглядом. П. Цись дотримувався думки про існування єдиного регіонального пенеплену. Наявність денудаційної поверхні на території Українських Карпат обґрунтовували Л. Савицький (1900), Є. Ромер (1909) С. Павловський (1916), С. Рудницький (1905, 1925), Г. Алфер'єв (1948), М. Єрмаков (1948), О. Спиридонов (1951), Г. Раскатов (1957). Розходження у різних авторів стосуються тільки віку цієї поверхні. Л. Савицький уважав, що вирівнювання відбувалося у середньоміоценовий час, М. Єрмаков – у передмеотичний, О. Спиридонов – у нижньоміоценовий.

І. Гофштейн (1962, 1964, 1995) заперечував існування єдиного регіонального Полонинського пенеплену, а натомість виділяв декілька різновікових денудаційних поверхонь: Кичерську, Підполонинську, Урду (південно-західні схили), Підбескидську і Бескидську (північно-східні схили).

Підбескидську і Бескидську поверхні вирівнювання І. Гофштейн виділяв за аналогією із Західними Карпатами, на північно-східних схилах яких Л. Савицький (1909) і М. Клімашевський (1937, 1961) виділили два денудаційні рівні – низькогірний (Pogórski) і вищий (Srodgórski).

Нижчий денудаційний рівень зіставляють із виділеною С. Рудницьким (1905) західною областю вирівняного рельєфу, яка розміщена на захід від долин рік Стрий і Опір. С. Рудницький уперше використав термін „пенеплен” для цієї території у Скибових Карпатах, який пізніше поширили на всі Українські Карпати під назвою „Полонинський пенеплен” (Жуков, 1947; Алфер'єв, 1948; Єрмаков, 1948; Раскатов 1957; Цись, 1957 та ін.).

Новіші уявлення геоморфологів про генезис поверхонь вирівнювання заперечують формування пенепленів у молодих

складчастих областях. Пенеплени характерні для щитів та областей завершеної складчастості, у тектонічному режимі яких немає чітко вираженої спрямованості розвитку структурних форм, через що пенеплени різко відрізняються від поверхонь вирівнювання. Пенеплени відображають певну епоху геологічної історії, яка завершує стан низхідного розвитку рельєфу. Більшість авторів (Думітрашко, Лілієнберг, 1968; Думітрашко, Наумов, 1968; Тимофєєв, 1974) пропонують застосовувати термін „поверхні вирівнювання” для полігенетичних рівнів, які виникли в процесі висхідного розвитку молодих гірських країн з порівняно швидкими та інтенсивнішими тектонічними рухами. На відміну від цих утворів, пенеплени формуються протягом давніх епох у платформних областях зі слабкою інтенсивністю тектонічних рухів та за низхідного розвитку рельєфу.

Отже, коли йдеться про денудаційні поверхні Українських Карпат, то термін „пенеплен” (майже рівнина) вживати не варто. Через це можна погодитися з Є. Ромером (1909) і П. Цисем (1957), які вважали, що вирівняна поверхня мала вигляд хвилястої, пасмової рівнини (Є. Ромер) і низькогір’я (П. Цись). Як про один з аргументів зазначено про положу хвилястість контурів хребтів. Поздовжній профіль хребтів з нахилом 5–8° не залежить від абсолютних і відносних висот.

Можна підтримати думку І. Гофштейна (1962, 1964) про те, що формування рельєфу Скибових Карпат, зокрема поверхонь вирівнювання, відбувалося зі значними відмінностями у трьох неотектонічних регіонах: Бескиди, Горгани, Покуття. Водночас І. Гофштейн помилявся стосовно того, що в Горганах внаслідок великої тектонічної активності поверхня вирівнювання не могла утворитися. С. Рудницький (1905) також відкидав можливість утворення такої поверхні у східній морфологічній області (Горгани). Добру збереженість залишків вирівняної поверхні у західній морфологічній області (Бескиди) і докази її формування С. Рудницький пояснював напрямом рік, які не реагують на нинішні складки і хребти, а також меандрові долини.

У цьому разі С. Рудницький (1905, с. 80–81) згадав розмову з професором Пенком про морфологію річкових долин „нашої верховини”. Учений зазначив, що вирівняна поверхня є добрим поясненням походження долин прориву. Крім того, професор Пенк висловив думку, що цю поверхню варто прийняти і для східної морфологічної області.

І. Гофштейн (1962, 1964) уважав, що в Горганах (де зосереджені найбільші абсолютні і відносні висоти Скибових Карпат і для яких характерна велика тектонічна активність) поверхня вирівнювання не могла утворитися. Він наголошував, що „при лінійно-складчастій структурі Скибової зони слабка розчленованість поздовжніх висот є явищем, закономірно зумовленим тектонікою” (Гофштейн, 1962, с. 23).

Важко припустити, що на відстані кількох десятків кілометрів ситуація в періоди тектонічного спокою була докорінно відмінною навіть у дуже різних за тектонічною активністю блоках (Бескиди, Горгани, Покуття). Можна говорити хіба що про різний ступінь збереженості цих поверхонь, який, крім неотектонічних рухів, значно залежить від структурно-літологічних особливостей регіону.

Дисертаційні дослідження Скибових Карпат у 60-ті роки (Єрмоленко, 1967, Бескиди; Стадницький, 1964, Горгани; Лящук, 1963, Покутьсько-Буковинські Карпати), а також детальне геоморфологічне знімання у Горганах і Покутських Карпатах у 1965–1969 рр., проведене геоморфологічною партією науководослідного сектору Львівського університету, підтвердили наявність залишків вирівняної поверхні у всіх регіонах Скибових Карпат.

Найвиразніше ділянки Бескидського – Stodgórskiego (Полонинської за П. Цисем, Підполонинської за І. Гофштейном поверхні) – рівня простежені у Бескидах на привершинних поверхнях хребтів Розлуцького, Магуро-Лімнянського, Високого Верху, Парашки, Зелем’янки, Магури, Комарницьких гір, у районі г. Циховий Діл та ін. Абсолютні висоти Бескидської поверхні коливаються в межах 800–1300 м, відносні – від 250 до 550 м.

У Горганському блоці абсолютні і відносні висоти пригребневих поверхонь збільшуються. Зростання висот зафіксоване як у поздовжньому напрямі (з північного заходу на південний схід), так і в поперечному (від передгір'я в глибину гір). Це пов'язано, передусім, зі структурно-літологічними особливостями цих регіонів, а також з різною амплітудою неотектонічних рухів, що позначилось на інтенсивності ерозійно-денудаційних процесів. Через це залишки вирівнювання у Горганах розміщені на більших абсолютних і відносних висотах.

Найдавніша поверхня вирівнювання у Скибових Карпатах – Бескидська (Srodgórska) – розміщена на різних абсолютних і відносних висотах в Бескидах, Горганах і Покутсько-Буковинських Карпатах. Ці висоти досить контрастно змінюються також від передгір'їв (Берегова й Орівська морфоструктура) вглиб Карпат (морфоструктури Сколівська, Парашки, Зелем'янки). Подібне зафіксував м. Клімашевський (1956) у характеристиці Pogórskiego (Підбескидського) і Srodgórskiego (Бескидського) рівнів у Західних Карпатах.

У Горганах залишки найдавнішої поверхні виявлені на абсолютних висотах 1 300–1 400 м, а в найвищій частині (верхів'я рік Лімниці, Бистриці-Солотвинської і Бистриці-Надвірнянської) – на висотах 1 600–1 700 м.

У Покутсько-Буковинських Карпатах залишки найдавнішої денудаційної поверхні зафіксовані гребневими лініями хребтів у Скибовому середньогір'ї. У Покутських Карпатах це майже рівновисотні вершини Космацька Лисина (1 466 м), Гордя (1 479), Грегит (1 472), Версалема (1 474), Біла Кобила (1 477), Ротило (1 491). Їхнім продовженням у Буковинській частині Скибових Карпат є хребти, пов'язані зі скибою Парашки-Чіохельки-Чимірної з переважними абсолютними висотами від 1 100 до 1 300 м, а також Ракової-Осередку-Шурдина з абсолютними висотами від 900 до 1 250 м. Із Орівською скибою у Буковинському середньогір'ї пов'язані два пасма з вирівняними пригребневими поверхнями: північне – з переважними абсолютними висотами 800–1 000 м (найвища

вершина г. Садниста, 1 143,3 м) і південне з абсолютними висотами 1 000–1 200 м (найвищі вершини – Бочків (1 240 м), Травен (1 221,7), Фрунтя (1 062,8 м)).

Аналіз корелятних відкладів Передкарпатського прогину свідчить про те, що протягом тортону і сармату періоди інтенсивних піднять у Карпатах змінювалися періодами відносного тектонічного спокою. Інтенсивність тектонічних рухів була нерівномірною в різних регіонах. Склад корелятних відкладів дає підстави вважати, що вирівнювання рельєфу Скибових Карпат могло відбуватися у прутський і коломиїський час верхнього тортону, коли відкладалися слабо піщані глини косівської світи потужністю близько 1 000 м, а також у дашавський час нижнього сармату – відклалася потужна (до 3 000 м) товща глин з прошарками пісковиків.

Наприкінці верхнього тортону (клокучинський час) у Скибових Карпатах відбулися інтенсивні підняття і посилення ерозійного розмиву (В'ялов, 1966), про що свідчать відклади у Передкарпатському прогині пістинських (південно-східна частина) і радицьких (північно-західна частина) конгломератів. П. Цись (1957) уважав, що диференційовані рухи (переважно підняття) тривали впродовж усього верхнього тортону. Глинистий склад косівської світи він пояснював глибоководністю віддаленого від Карпат басейну і порівняно невеликою амплітудою піднять у Скибовій зоні.

Завершальна фаза складчастості закінчилася у пліоцені, а розпочалася, найімовірніше, у середньому сарматі після формування нижньосарматської поверхні. Тому ця поверхня була розмита посиленними ерозійно-денудаційними процесами і збереглася тільки у вигляді окремих останців або ж простежується як одновисотний денудаційний рівень по гребневих лініях хребтів.

У середньому і верхньому сарматі та ранньому пліоцені остаточно сформувалася структура Скибової зони. Висхідні рухи у Карпатах і Передкарпатті підтвержені наявністю потужних відкладів карпатської гальки в балтських дельтових відкладах на значній відстані від Карпат. Транспортування цих відкладів

відбувалося Прадністром і Прапрутом, які вже в той час повинні були приймати потужні поперечні ріки з північно-східних схилів Карпат.

4.2. Пліоцен-четвертинний період розвитку рельєфу

Переривчасті підняття і розчленування нижньосарматської (верхньотортонської за І. Гофштейном) поверхні вирівнювання продовжувалися і в пліоценовий час. Підтвердженням цього (Гофштейн, 1964) є галечники кучурганської світи західного Причорномор'я із пісковиків карпатського флішу, які свідчать про інтенсивний розмив Карпат у середньому пліоцені.

Пліоценовий етап відіграв важливу роль у формуванні рельєфу Скибових Карпат. З ним пов'язане виникнення Підбескидської поверхні вирівнювання (нижня денудаційна поверхня С. Рудницького, Rogórska – Л. Савицького, Суббескидська – М. Клімашевського, П. Цися). Підбескидська поверхня простежується на абсолютних висотах 700–800 м, відносних – 170–220 м у Верхньодністерських і Сколівських Бескидах, займає обширні ділянки межиріч. І. Гофштейн (1964) уважав, що на цьому рівні лежить уся поверхня Бескидського неотектонічного району. Найхарактерніші ділянки Підбескидської поверхні у Бескидах простежуються біля пригребеневих частин таких хребтів і вершин: Верх Орови, Орови, Кільчин Горб, Ісайська Гора, Гострий Верх, Виділок, Кобила та ін.

Вік Підбескидської поверхні вважають пліоценовим (М. Клімашевський (1950), П. Цись (1957) – нижньопліоценовим, І. Гофштейн – верхньопліоценовим). Добра збереженість цієї поверхні свідчить про те, що вона формувалася після завершення останньої фази складчастості (інтенсивні тектонічні рухи тривали протягом нижнього і середнього пліоцену). Одночасно відбувалася планация рельєфу в Передкарпатті, де у верхньому пліоцені сформувалася денудаційно-аккумулятивна поверхня Красної (Г. Тейсейр з цим часом пов'язував формування і досить обширної поверхні Лоевої).

У верхньому пліоцені відбувалася планація рельєфу сучасного низькогір'я Покутсько-Буковинських Карпат, яке сформувалося на Покутському покриві Внутрішнього Передкарпаття. І. Гофштейн (1964, 1995) називав цю поверхню Карматурською за назвою хребта і складки Карматура. Абсолютні висоти низькогір'я коливаються від 650–750 м на краю гір до 800–1 000 м углиб. Про вирівняну поверхню свідчить порівняно однакова висота гір, а також знесена значна товща моласових відкладів міоцену і поява на хребтах-складках крейдового ядра.

Фрагменти цієї поверхні можна спостерігати і в центральній частині Скибових Карпат (Горгани), зокрема в низькогір'ї, яке сформувалося у Береговій та Орівській морфоструктурах (І. Гофштейн відкинув можливість планації рельєфу у Горганях). На межиріччі Свічі і Лімниці простягається одновисотне пасмо з вершинами г. Забуї (778,6 м), а біля краю Карпат добре виділене у рельєфі куполоподібне підвищення з вершиною Онежевата (706,6 м).

Подібні одновисотні пригребеневі ділянки хребтів і окремих вершин є на межиріччях Лімниці–Бистриці–Солотвинської, обох Бистриць, Бистриці–Надвірнянської–Пруту. Відносні висоти пригребеневих поверхонь коливаються в межах 180–240 м, висота орографічного уступу до вирівняних поверхонь Передкарпаття змінюється в широких межах – від 100–175 м на межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської до 250–300 м на межиріччі Бистриці–Надвірнянської–Пруту. Тут простежується група окремих куполоподібних вершин, які нагадують ерозійні останці, з абсолютними висотами 779,4 (г. Чертени) і 779,0 м (г. Лисаня). Вглиб гір абсолютні висоти вирівняних пригребеневих поверхонь зростають (в Орівській морфоструктурі до 900–1 000 м), наростання відносних висот незначне.

Отже, пліоценове вирівнювання рельєфу в західній та східній частині Українських Карпат не могло оминати і центральної частини (Горгани). З огляду на значно більшу неотектонічну активність цього регіону можна говорити тільки про менший ступінь збереженості поверхні вирівнювання.

З верхнім пліоценом у Карпатах пов'язують повсюдне формування педиментів. Словацькі і польські вчені виділяють найпоширенішу прирічкову поверхню із середньою відносною висотою 100 м, яка вузькою смугою поширена вздовж усіх великих рік, а також у міжгірських улоговинах. Цю поверхню в Українських Карпатах (північно-східні схили) зіставляють з денудаційно-акумулятивною поверхнею Лоевої Передкарпаття і терасою 80–100 м у долинах карпатських рік. І. Гофштейн (1995) засвідчив наявність долинних педиментів у долинах бескидських рік Дністра і Стрию. Вони мають вигляд широких сходинок без слідів алювію на відносних висотах 170–220 м і абсолютних – 700–750 м. Отже, висоти долинних педиментів збігаються з висотами однієї з Прибескидської поверхні вирівнювання.

Не можна погодитися з твердженням І. Гофштейна (1995), що в центральній частині Скибових Карпат не могли утворитися і долинні педименти. Дослідженнями Л. Скварчевської (1956) в долинах Стрию й Опору, Ю. Єрмоленка (1967) у Бескидах, Д. Стадницького (1964) у Горганах, а також детальним геоморфологічним зніманням у Скибових Горганах 1965–1967 рр. описано і зафіксовано морфологічно виражену поверхню на відносних висотах від 140 до 200 м. Більшість цих авторів трактували її як восьму терасу, хоча ніде на ній не було виявлено слідів алювію. Такі рівні у Горганах зареєстровані в долині Свічі (с. Мислівка), Лімниці (с. Осмолода), Бистриці-Солотвинської (села Гута, Пороги), Бистриці-Надвірнянської (села Максимець, Зелена), Пруту (м. Яремча).

Фрагменти долинних педиментів виявлено і в Покутсько-Буковинських Карпатах. Унаслідок детального геоморфологічного знімання в околицях с. Космач 1969 р., а також досліджень Б. Лящука (1963) в долині Пістинки зафіксовано залишки вирівняних ділянок на схилах з відносними висотами 90–100 і 150–180 м, які трактували як сьому і восьму тераси, хоча слідів алювію не було.

У долині Сірету на схилах хребта Чіохелька М. Кожуріна (1958) виявила 200-метрову поверхню також без слідів алювію.

І. Гофштейн (1964) з посиланням на В. Лебедева зазначив про велику потужність алювію в усіх терас (низьких і високих) Покутського регіону (як приклад, наведено дані по долині р. Черемош). Велику потужність товщі алювію низьких і середніх терас у Космацькій улоговині Б. Лящук (1963) пояснив існуванням тут загатного озера, яке утворилося у дніпровський час і на дні якого відклалися потужні галечниково-глинисті товщі. Як одне із свідчень наведено наявність останця 50–60-метрової тераси у центральній частині улоговини. Пізнішими дослідженнями слідів типових озерних відкладів тут не виявлено. Утворення останців відбулося внаслідок постійного зміщення долини Пістинки в західному напрямі.

З пізнім пліоценом і початком еоплейстоцену пов'язуємо формування передгірського крайового педимента, який простежується вздовж орографічного уступу до Передкарпаття вздовж усіх Скибових Карпат. Крім того, педименти сформовані біля підніжжя низькогір'їв Майданського і Слободи Рунгурської.

Відповідно до класифікації Д. Панова (1966), ці педименти можна зачислити до делювіально-дефлюкційного типу, що характерний для областей гумідного клімату. Високе зволоження поверхні схилів сприяло розвитку процесів делювіального змиву і паралельному відступанню схилів. Одночасно могли розвиватися і процеси дефлюкції – зміщення поверхневих відкладів по поверхні схилу.

Доказом того, що поверхні окраїнних педиментів виникли в час формування поверхні Лоевої, є, на нашу думку (1971, 1972, 1999), їхні відносні та абсолютні висоти, які скрізь збігаються з висотами поверхні Лоевої. Найбільші абсолютні висоти педиментів зафіксовані у пригорганській частині на межиріччі Лімниці і Бистриці-Солотвинської (500–600 м абсолютні висоти, 120–130 м відносні). У північно-західному (до Бескидів) і південно-східному (Покуття, Буковина) напрямках висоти зменшуються: абсолютні – до 350–400 м, відносні – до 70–100 м. Педименти, розміщені поміж краєм Карпат і низькогір'ям Слободи Рунгурської (Ославська поздовжня долина), мають приблизно

ту ж висоту, що й межиріччя Пруту–Бистриці–Надвірнянської. Педименти північних схилів низькогір'я Слободи Рунгурської з'єднані поступовим переходом з рівнем шостої надзапленої тераси Пруту, яка тягнеться на правобережжі від краю низькогір'я до сіл Верхнє та Нижнє (Княждвір). Подібне простежено в районі Майданського низькогір'я, на межиріччі Свічі і Стрию (Моршинська височина), на межиріччі Стрию і Дністра (Дрогобицька височина).

Утворення окраїнного педимента І. Гофштейн (1985, 1995) за аналогією з педиментами Польських і Словацьких Карпат, пов'язав з пізнім пліоценом, хоча зазначав, що формування зовнішньої зони педиментів продовжувалось і пізніше.

Протягом пліоцену в різних регіонах Карпат існували поздовжні долини і тільки наприкінці пліоцену–в еоплейстоцені розпочалася перебудова річкової мережі, що привела до ліквідації досить потужних поздовжніх долин у гірській частині Українських Карпат. Найбільший інтерес у розвитку гідромережі Бескидів (Скибові Карпати) становить Турківська поздовжня долина, яка належала до Прасяньського басейну і сформувалася на контакті зони Кросна і Скибових Карпат. Релікти давньої Турківської долини простежуються (Цись, 1957, 1964; Єрмоленко, 1967) двома рукавами у північно-західному напрямі: перший – через села Орава, Погар, Довжки, другий – сучасними долинами Оравчика і Завадки. Біля с. Завадки вони зливаються, і вздовж Розлуцького й Магуро–Лімнянського хребтів досить широка поздовжня долина простежується через населені пункти Ільник, Турка, Шумяч, Лімна, Хащів і далі на території Польщі. Д. Стадницький (1964) верхів'я цієї ріки продовжив у південно-східному напрямі до верхів'їв р. Мизунки. На доказ цього зазначено про наявність останців восьмої тераси на вододілі Мизунки і Рожанки на відносних висотах 160–170 м (околиці с. Семичів). Добре збереглися сліди давньої поздовжньої долини у долині Рожанки.

Релікти поздовжніх пліоценових долин добре простежуються на межиріччі Дністра–Стрию. Свідченням цього є фрагменти

високих терас (шостої і сьомої) у долинах Мшанця і Рип'янки, Ясениці, Топільниці. П. Цись (1963) наголошував, що ці порівняно невеликі поздовжні долини були успадковані сучасною гідромережею. Наприклад, у долині Топільниці найбільше поширена шоста тераса. На вододілі поміж басейнами Стрию і Топільниці на рівні шостої тераси трапляється галька (Єрмоленко, 1967).

З верхнім пліоценом пов'язують перебудову давньої поздовжньої Ворохта-Путильської долини, яка закладена біля підніжжя південно-західних схилів Покутсько-Буковинського скибового середньогір'я. П. Цись уважав, що давня пліоценова ріка текла з північного заходу на південний схід і впадала в Сірет (напря́м сучасної його притоки Молдови). І. Гофштейн (1964) переконував, що напря́м течії цієї ріки був протилежний і вона впадала у Прут. Доказ цього, на його думку, – це зниження абсолютних висот від вододілу між Сучавою і Молдовою (1 000–1 200 м) до вододілу Черемошу і Пруту (950 м) та Пруту–Чорної Тиси (900 м).

Підтвердженням такої думки є північно-західний напря́м течії Путили, відрізків долин Білого і Чорного Черемосів, ділянки долини Пруту, а також нижчі положення днища давньої долини біля с. Верховина (250–270 м відносної висоти, 900 м абсолютної), ніж у районі долини Сучави. Про північно-західний напря́м стоку до долини Пруту зазначали також М. Куниця і Л. Воропай (1968).

Р. Сливка (2001) вважає, що протягом верхнього пліоцену напря́м стоку поздовжньої ріки змінювався, свідченням чого є наявність у її долині кількох верхньопліоценових терас. На рівні найвищої з них (дев'ятої) стік відбувався у південно-східному напрямі до долини Сучави.

Поздовжня долина була перехоплена Черемошем у верхньому пліоцені (долина прориву між селами Верховина і Криворівня). Наявність високих терас на поперечному відрізку долини Черемошу, а також у долинах рік Пістинки, Рибниці, Малого Сірету є ознакою існування протягом пліоцену одночасно

поздовжніх і поперечних долин. Фрагменти високих пліоценових терас трапляються у долині Черемошу на відносних висотах 100–120, 130–150 м; у долині Пістинки – 90–100, 150–160 м; у долині Рибниці – 90–100, 130–140 м.

У Скибових Горганах і Покутських Карпатах, неотектонічно найактивнішому регіоні, річкові долини були частково або повністю зруйновані в час останньої (верхньопліоценової) фази складчастості. Через це амплітуда врізу річкових долин за пліоценовий етап розвитку дещо відмінна для окремих регіонів. Для Бескидів амплітуда врізу не перевищує 60–80 м, Горганів – 100–120, Покутсько-Буковинських Карпат – 80–100 м.

Плейстоценовий етап у розвитку рельєфу Скибових Карпат виявився, передусім, остаточною перебудовою річкових долин, формуванням у долинах рік терасових комплексів. Більшість дослідників підтверджує погану збереженість терасових рівнів у гірській частині Українських Карпат, де вони трапляються окремими фрагментами переважно в улоговино-подібних розширеннях долин і нечисленних улоговинах. Ще одним чинником, що утруднює з'ясування процесу формування долин і визначення віку терасових рівнів, є відсутність алювію на високих терасах.

Через погану збереженість, як зазначив І. Гофштейн (1964), виникає “можливість довільного тлумачення статистичних даних, які характеризують висоту терас, якщо вони не пов'язані з ретельними спостереженнями на всій довжині долини” (с. 143).

Для плейстоценового періоду характерні переривчасті підняття, зафіксовані комплексом різновисотних терасових рівнів, а також врізом річкових долин у наймолодшу (верхньопліоценову) поверхню вирівнювання (Прибескидська, Карматурська). На стрибкоподібні плейстоценові підняття звертала увагу більшість дослідників Карпат (Рудницький, 1905; Ромер, 1906; Покорни, 1913; Лозинський, 1921; Свідерський, 1932; Тейсейр, 1933; Алфер'єв, 1948; Цись, 1951–1968; Скварчевська, 1955–1956; Кожурина, 1955; Лебедев, 1957; Раскатов, 1957; Красуська, 1959; Гофштейн, 1962, 1964; Лящук, 1963; Стадницький, 1964;

Ермоленко, 1967 та ін.). Тип рухів для окремих регіонів Карпат був різним, що спричинило дещо відмінний розвиток річкової мережі у Бескидах, Горганах і Покутсько-Буковинських Карпатах.

Аналіз терасових рівнів свідчить про порівняно незначні різниці відносних висот низьких терас для Бескидів, Горганів і Покутсько-Буковинських Карпат (табл. 2). Відчутне зростання відносних висот середніх терас (третья, четверта і п'ята надзаплавні) характерне для Горганів, що пов'язано з їхньою найбільшою тектонічною активністю протягом плейстоцену. Цим же можна пояснити і погану збереженість високих терасових рівнів для цього регіону, зважаючи на своєрідні структурно-літологічні особливості.

Наявність більшої кількості пліоценових і еоплейстоценових терас у Покутському регіоні, а також значну потужність тут алювіальних відкладів пояснюють (Гофштейн, 1964) більшою амплітудою низхідних рухів значної інтенсивності.

Сумарна амплітуда піднять за пліоцен–плейстоценовий період (Алфер'єв, Раскатов, Цись, Гофштейн та ін.) – близько 300 м, з них 150–200 м припадає на плейстоцен. Висоти уступів терас, які відповідають етапам піднять і посиленню глибинної ерозії, зменшуються від 60–100 до 2 м. З цього більшість дослідників робить висновок, що протягом плейстоцену переривчасті висхідні рухи загасали. З цим не можна погодитися, якщо врахувати вік терас, визначити середньорічні інтенсивності піднять для ео-, мезо-, неоплейстоцену і голоцену.

У разі визначення віку терас для рік північних схилів Українських Карпат за еталон беруть тераси Дністра. Отже, вік терас від восьмої і вище визначають як верхньопліоценовий, сьомої і шостої – соплейстоценовий, п'ятої і четвертої – мезоплейстоценовий, третьої і другої – неоплейстоценові, першої і заплави – голоценовий.

Протягом плейстоцену повністю завершилася перебудова гідромережі у Скибових Карпатах. На рівні шостої тераси (п'ятої

надзаплавної) у еоплейстоцені відбулися перехвати давньої Турківської долини. Вони добре простежуються долинами прориву біля населених пунктів Лімна і Мшанець (верхів'я р. Дністер), Турка (р. Стрий), у верхів'ях рік Опір і Мизунка.

Про одночасний розвиток поздовжніх і поперечних долин наприкінці пліоцену—в еоплейстоцені у межах Бескидів свідчить наявність синхронних комплексів високих терас. Наприклад, наявність верхньопліоценової восьмої тераси в долині р. Опір біля ділянки прориву Л. Скварчевська (1956) пояснила інтенсивною регресивною ерозією за вододіли в зоні Кросно (Вододільно-Верховинські Карпати).

Наприкінці гюнцу—на початку мінделю відбулися чергові підняття Карпат і Передкарпаття. Внаслідок цього всі ріки Передкарпаття покинули поздовжні відрізки своїх долин біля краю гір і набули вигляду, близького до сучасного (за винятком Покутсько-Буковинського регіону). Про існування поздовжніх водотоків уздовж краю Карпат писали В. Лозинський (1921), Г. Тейсейр (1933), П. Цись (1951), Г. Раскатов (1957) і Гофштейн (1962, 1964) та ін. В. Лозинський уважав, що в пліоцені вздовж краю Карпат протікав Прадністер, яким були відкладені дрібні, добре обкатані галечники на межиріччі Свічі—Чечви і в районі Делятина. Цю помилкову думку відкинула більшість дослідників. Не можна погодитися і з поясненням П. Цися (1951) про існування вздовж краю Карпат долини Прастрию, який протікав через сучасні верхів'я Сивки і далі до Чечви, Лімниці, приймаючи в районі м. Долини Прасвічу. Про неможливість течії у південно-східному напрямі засвідчив аналіз висот. Висоти Лімнице-Свіцького межиріччя на 40–50 м (місцями 70–80 м) вищі, ніж Стрийсько-Свіцького. У басейні Лімниці зафіксовано найінтенсивніші підняття, які ще Г. Тейсейр (1933) назвав „елевацією Лімниці” та пов'язував з продовженням лінії Ковалівка—Смиківці. Ці підняття відбувалися у пліоцені й протягом майже всього плейстоцену, про це свідчать абсолютні висоти, на яких головні ріки покидають край гір: Лімниця – 475 м, Чечва – 396, Свіча – 370, Стрий – 340 м.

Усреднені висоти терас для рік Скибових Карпат
І. Гофштейна, М. Кожуриної, В. Станішевської

Тераси	Усреднені висоти терас для рік Скибових Карпат						
	Дністер	Стрий	Опір	Мизунка	Свіча	Лімниця	Бистриця-Солотвинська
Перша	0,5–0,7	0,5–1,0	0,5–0,7	0,5–0,8	0,5–0,8	0,5–1,0	0,5–1,0
Друга	2,0–2,5	1,5–2,5	2,5	2–3	2,5–3,5	2,5–3,0	2,5–3,0
Третя	3,5–5,0	3–6	6	8–10	8–9	5,5–8,0	6–10
Четверга	10–20	12–15	12	18–20	16–20	12–20	13–20
П'ята	30–40	20–30	28	25–37	35–40	30–40	30–40
Шоста	50–60	50	50	72–75	70	70	65
Сьома	65–80	70–80	80	87–90	100	110–120	100–120
Восьма	130–150	130–150	130	150	190	160–180	160–170
Дев'ята							

Таблиця 2

з урахуванням досліджень П. Цися, Л. Скварчевської,
Б. Лящука, Д. Стадницького, Ю. Єрмоленка, Я. Кравчука)

Ріки					Вік	
Бистриця- Надвірянська	Прут	Пістинка	Черемош	Сівер		
0,5–1,0	0,5–1,0	0,5–0,7	0,6–0,8	0,6–0,8	Голоцен	
2,5	2,5–3,0	2,5–3,0	1,5–2,0	2–3		
5–10	5–8	5–8	4–6	5–7	Неоплейстоцен	
15–20	15–22	14–16	10–15	10–12		
35–37	32–40	22–28	18–22	20	Мезоплейстоцен	
55–65	60–65	50–60	35–45, 60	40, 60	Міндель	Еоплейстоцен
110–120	110–120	100–125	100	–	Гюнц	
150–160	150–170	–	135–145 165–180	–	Верхній пліоцен	
			190–200			

Отже, можна говорити про існування давньої поздовжньої ріки, яка протікала вздовж краю гір у північно-західному напрямі. Це підтверджують також напрями течій рік на виході із гір. Вигини Лімниці і Свічі біля краю гір у північно-західному напрямі, численні староріччя у Лімниці (одне з них використала р. Дуба) також засвідчують північно-західний напрям течії. Найімовірніше можна вважати, що на виході з гір русло Лімниці в пліоцені–на початку плейстоцену роздвоювалося: один рукав прямував до Дністра (напряма сучасної долини р. Лукви), другий – уздовж краю гір до долини Чечви і Свічі.

У еоплейстоцені змінила поздовжній напрям біля краю гір і Бистриця-Надвірнянська, яка внаслідок опускань у Бистрицькій улоговині повернула на північ.

Найдовше поздовжні ріки біля краю гір збереглися у Покуцько-Буковинських Карпатах, де перебудова річкової мережі внаслідок перехватів відбулася у мезоплейстоцені. На Передкарпатті перехвати продовжувалися до голоцену. Поздовжній напрям Лючки, Пістинки, Рибниці, Черемошу змінився внаслідок перехватів. Детально процес зміни течій цих рік розглянуто в працях Г. Гейсейра (1933), К. Геренчука (1947, 1964), В. Лебедева (1957), С. Проходського (1956), І. Гофштейна (1961, 1964), М. Кожуриної, В. Станішевського (1978) та ін.

Давня поздовжня долина Черемошу протікала на рівні п'ятої надзаплавної тераси. Нині мертва Багненська долина розміщена на відносних висотах 220–250 м над рівнем р. Прут і 120–140 м над рівнем р. Черемош. Крім аналізу будови і зіставлення терас Черемошу, Сірету й Багненської долини, міндельський вік давньої високої тераси поздовжньої долини підтверджує участь у її будові порід Чивчинського масиву (Гофштейн, 1964). У грубому алювії цієї тераси І. Гофштейн виявив найбільше гальки і гравію флішових пісковиків, на другому місці – велика галька (9–10 м) білого кварцу, а також значний вміст дрібної гальки слюдяних, хлоритових і графітових сланців, кварцу, яшми, конгломерату верукано, кристалічних вапнянків, які є типовими для Чивчинського кристалічного масиву у верхів'ях Черемошу.

Порівняння складу алювію Багненської долини і сучасного алювію Черемошу на виході з гір свідчить про значне зменшення процентного вмісту метаморфічних порід Чивчинських гір у складі сучасного алювію Черемошу. Це дало підстави І. Гофштейну (1964) вважати, що Прачеремош у період утворення п'ятої тераси був потужнішою рікою, ніж тепер.

Із аналізу річкових терас (див. табл. 2) видно, що амплітуда піднять за четвертинний період становила 150–200 м. Висота уступів найбільша у високих пліоцен-еоплейстоценових терас (до 50–60 м) і значно менша у мезо-неоплейстоценових (від 2 до 20 м). Це доводить, що в Карпатах висхідні рухи були переривчастими, поступово загасали у мезо- і неоплейстоцені й знову посилювалися в голоцені. Про інтенсифікацію піднять у голоцені свідчить посилення глибинної ерозії (вріз річок за порівняно короткий геологічний час становить 2,5–3,5 м).

У разі визначення віку терас Скибових Карпат дослідники брали за еталон, головню, тераси Дністра. Першими вік терас цього регіону визначили Г. Тейсейр (1933), Г. Алфер'єв (1948). Пізніше вікову характеристику терас карпатських рік деталізували й уточнювали П. Цись (1957), В. Лебедев (1957), І. Гофштейн (1962) та ін.

У більшості дослідників не виникало розходжень щодо верхньопліоценового і еоплейстоценового віку восьмої (150–200 м) і сьомої (70–120 м) терас (сьома і шоста надзаплавні для передгір'я). Деякі розходження були в трактуванні віку шостої (п'ятої надзаплавної) тераси, яку зачислявали до еоплейстоцену (мінделю) або мезоплейстоцену. Отже, випадав доволі тривалий період нижнього еоплейстоцену (гюнц). Уперше сьому терасу (а для південно-західного схилу і восьму) до гюнцу відніс І. Гофштейн (1962, 1964). П'яту терасу (четверту надзаплавну) всі дослідники вважали мезоплейстоценовою. З цим часом багато авторів пов'язувало і шосту (п'яту надзаплавну) терасу. Четверту і третю тераси (відповідно, третю і другу надзаплавні) зачислили до неоплейстоцену, заплаву і першу надзаплавну (другу в горах) – до голоцену.

Деякі розбіжності у визначенні віку терас карпатських рік були пов'язані з різними трактуваннями віку гірського зледеніння у плейстоцені. Відповідно, дуже важливим аргументом для визначення віку зледеніння було ув'язання льодовикових відкладів з терасовими рівнями.

Найдетальніше зледеніння в межах Українських Карпат вивчали Є. Ромер (1904, 1906), Б. Свідерський (1938). Пізніше цю проблему порушували Б. Іванов (1950) П. Цись (1955). Унаслідок різкого похолодання клімату в плейстоцені льодовики сформувалися у найвищих частинах Карпат – Черногорі, Свидівці, Мармароському масиві. Б. Свідерський дійшов висновку про наявність двох зледенінь Черногорі, які були синхронні міндельському (краківське, окське) і риському (дніпровське). Висота снігової границі в еоплейстоцені, за підрахунками Б. Іванова, становила 1 450 м. Через це Б. Іванов припускав можливість існування долинних льодовиків і в Горганах, зокрема від вершин Висока (по долині Кузьменця Великого), Грофи і Попаді. Слідів моренної акумуляції в потоках, які беруть початок з-під цих вершин, не виявлено.

Геоморфологічним зніманням 1967 р., яке проводила геоморфологічна партія науково-дослідного сектору Львівського університету, на схилах Сивулянського хребта і в долинах деяких потоків виявлено ознаки, які сприймають як результат нівально-льодовикової обробки. Наприклад, на східному-південно-східному схилі г. Сивулі є великий нівальний цирк шириною близько 300 м, порівняно похиле (10–15°) днище якого з численними дрібними заглибинами покрите окремими великими брилами і накопиченням дрібніших брил.

У долині потоку Лопушного за 1,2 км від його гирла виявлено потужний конус винесення, що виглядає як результат акумулятивної роботи льодовика. Четверта тераса потоку Лопушного висотою 20 м перекрита потужним 4–5-метровим шаром великих брил пісковика ямненської світи. Місцями брили залягають на корінних породах – піщанисто-аргілітовому фліші менілітової світи. Довжина конуса близько 750–

1 000 м, ширина – до 250 м, на його поверхні простежується декілька паралельних валів.

Водночас слідів зледеніння (цирків, карів тощо) у верхів'ях потоку Лопушного не виявлено. Через це запрошується висновок, що це може бути конус винесення селевого потоку, який утворився наприкінці мезоплейстоцену–на початку неоплейстоцену (рис–вюрм).

Щодо зледеніння Горганів, то правдоподібніші висновки Є. Ромера (1904) про те, що у плейстоцені тут могли утворитися порівняно невеликі фірнові поля, які не могли бути джерелом живлення льодовикових язиків. Створенню фірнових полів, крім кліматичних умов, сприяли абсолютні висоти (не нижче 1 700 м) і масивність горганських хребтів (ширина їх на висоті 1 500 м доходить до 2 км).

Д. Стадницький (1959, 1964) уважав, що в Горганах були карові льодовики. Підтвердженням цього він називав існування біля багатьох вершин (Паренка, Грофа, Попада, Ігровище, Висока, Братківська та ін.) заглибин, які нагадують кари і напівцирки. Слідів моренної акумуляції на схилах і в долинах потоків біля цих вершин не виявлено.

Вік зледеніння в Українських Карпатах більшість дослідників визначила на підставі добре збережених льодовикових форм рельєфу у масивах Чорногори і Свидівця. Б. Свідерський (1938) у басейні р. Прут виділив два різновікові моренні комплекси: давніший – морени і високі флювіогляціальні тераси на вододілах, і молодий – приурочений до долин. Морени, які виповнювали долини, Б. Свідерський зачислявав до риського часу, а приурочені до вододілів – до міндельського. П. Цись (1958) прив'язував моренну акумуляцію до третьої і четвертої терас р. Прут і тому датував їх вюрмом з двома стадіями.

На нашу думку, можна говорити про різну збереженість льодовикових утворень різного віку. Проте аналіз палеогеографічної обстановки у плейстоцені свідчить про найзначніші похолодання клімату в еоплейстоцені (міндель), коли покривний льодовик доходив до краю Карпат (Доброміль, Хирів), а також у

мезоплейстоцені (рис, дніпровське зледеніння), коли льодовик покривав найбільші площі в межах України (дніпровський язик, волинська лопать). У неоплейстоцені (вюрм) материковий льодовик покривав північніші регіони на досить значній відстані від Карпат.

Деякі розходження щодо віку зледенінь між польськими і українськими дослідниками можна пояснити ще й тим, що до 1966 р. (публікація праці К. Геренчука, М. Демедюка, М. Зденюка) міндельське зледеніння (краківське, окське), яке в межах України охопило прикордонні території з Польщею, українські дослідники вважали риським (дніпровським).

З плейстоценовим періодом пов'язують формування у Скибових Карпатах кам'яних розсипів, які найбільше поширені у Горганах, де покривають значні ділянки схилів і вирівняні пригребеневі поверхні хребтів та вершин. Більшість дослідників, аналізуючи поширення кам'яних розсипищ у Горганах, робить висновок про те, що в плейстоцені ці розсипища покривали південні і північні схили гірських хребтів і вершин вище верхньої межі лісу, яка на той час була значно нижче, ніж нині. Наявність чистих полів кам'яних розсипищ на похиліших південних схилах і вирівняних пригребеневих поверхнях хребтів і вершин (Ромер, 1904; Стадницький, 1959) свідчить про те, що в час їхнього утворення біля фірнових полів відбувалося інтенсивне морозне звітрювання (розтріскування) пісковиків і нагромадження кам'яних брил. На крутіших північних схилах ці брили пересувалися вниз і покривали досить потужним покривом нижчі, похиліші ділянки схилів.

Значні площі кам'яних розсипів вище межі лісу покривають зарості гірської сосни. У післяльодовиковий період північні схили Горганів отримували більше атмосферних опадів, і це сприяло їхньому швидкому залісненню.

У голоценовий (сучасний) етап формування рельєфу Скибових Карпат і прилеглих регіонів відновилися загальні нерівномірні підняття після деякого загасання тектонічних рухів у неоплейстоцені. Підняттями охоплено весь регіон, на відміну від

попереднього етапу, коли в окремих місцях простежувалися низхідні рухи. Внаслідок переривчастих рухів у долинах рік сформувалися друга (перша надзаплавна) і перша (заплава) тераси. Свідченням цих піднять є також врізування русел у корінні породи та алювіальні відклади попередніх етапів, утворення в руслах рік перекатів, порогів і водоспадів, інтенсивне розмивання нижньої частини схилів, деформація поздовжніх профілів другої (першої надзапавної) і третьої (другої надзапавної) терас. Загальна амплітуда піднять становить у середньому близько 3 м, хоча в окремих регіонах досягає 4–5 м.

На тлі загальних повільних піднять дуже різко в долинах річок виокремлюються ділянки з деформованими терасами. Такі деформації зафіксовані майже на всіх ріках Скибових Карпат. Найвідчутніші вони за інтенсивністю в долині Сукелю між селами Буківець і Козаківка, де порожисте русло ріки перетинає головну антикліналь Сколівської скиби. Деформовані друга і третя тераси, їхні відносні висоти на 2,5–3,5 м більші від середніх у долині. Д. Стадницький (1964) виявив деформацію тераси на південній окраїні с. Новий Мізунь, приурочену до антикліналі в Орівській скибі, яка простежується в напрямі г. Лиса–г. Церковище. Висота третьої тераси досягає тут 12–15 м за переважних висот у долині 7–9 м. У південно-східному напрямі на г. Негрин з цією антикліналлю пов'язана аналогічна деформація третьої тераси в долині Свічі.

У долині Бистриці-Солотвинської деформація третьої тераси зафіксована навпроти г. Журавлева Клева і біля гирла потоку Щавул, вона спричинена інтенсивними підняттями в осьовій частині Сколівської скиби (висота тераси досягає 15–16 м за середньої для долини 6–10 м).

Аналіз деформацій поздовжніх профілів терас підтверджує думку П. Цися (1968) про те, що лінії інтенсивних голоценових піднять збігаються з простяганням структурно-літологічних зон і сформованих на них морфоструктур, хоча є поперечні осі піднять. Треба також зазначити, що переважна більшість деформацій терас приурочена до тектонічних контактів двох скиб.

Отже, це може бути ознакою того, що скиби продовжують рух у північно-східному напрямі. Як приклад руху, фіксованого елементами рельєфу, Ю. Єрмоленко (1967) навів особливості долини Бутивлі, яка закладена на контакті скиб Зелем'янки і Парашки.

Про активізацію вертикальних і горизонтальних рухів свідчать також землетруси, епіцентри яких за історичний час фіксували також у Східних Карпатах. Такі рухи сприяють інтенсифікації екзогенних процесів. Серед сучасних екзогенних процесів найбільшу рельєфоутворювальну роль відіграє ерозійно-аккумулятивна робота рік і тимчасових водотоків, зокрема, селеві паводки і селі, зсувні, осипні й обвальні процеси, площинний змив, фізичне звітрювання. Вивчення молодих голоценових форм є ніби сполучною ланкою (Мещеряков, 1965) між звичайним морфологічним аналізом і вивченням сучасних процесів.

На характер поширення та інтенсивність розвитку сучасних екзогенних процесів у Скибових Карпатах найбільше, крім особливостей клімату, впливають структурно-літологічні особливості і тісно пов'язані з ними елементи, форми і комплекси форм рельєфу. Важливу роль у розвитку сучасних екзогенних геоморфологічних процесів відіграють гідрографічні особливості території, ґрунтовий і рослинний покриви, а також характер господарського використання особливостей рельєфу, ґрунтово-рослинних і водних ресурсів.

Особливо чітко динаміку сучасних екзогенних морфодинамічних процесів можна зіставити з морфоструктурними елементами різних порядків, які, головню, збігаються з таксономічними одиницями геоморфологічної регіоналізації, що ґрунтується на типологічних (морфогенетичних) особливостях рельєфу. Залежність інтенсивності розвитку сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу Українських Карпат аналізували раніше (Кравчук, 1982; 1984; 1999). Категорію „тип рельєфу” розглядають у систематичному (типологічному) плані без закріплення за нею якогось таксономічного рангу, на відміну від таксономічних одиниць геоморфологічної регіоналізації. Під терміном „тип рельєфу” розуміють типи елементів і форм рельєфу, типи геоморфологічних регіонів, типи морфоструктур, типи морфоскульптур. Досить часто для великих елементів рельєфу тип рельєфу збігається з поняттям морфоструктура. Морфоструктури різного порядку відображають неоднаковий характер взаємодії ендегенних і екзогенних чинників, а також є організаторами ходу екзогенних процесів.

З'ясовано, що в межах Українських Карпат зони інтенсивного розвитку сучасних рельєфоутворювальних процесів збігаються з морфоструктурами різних порядків, особливо вздовж контактів різних морфоструктур. Наприклад, смуги активнішого розвитку сучасних морфодинамічних процесів зафіксовані вздовж контакту Скибових і Верховинсько-Вододільних Карпат (зона Кросно), Верховинсько-Вододільних і Полонинсько-Чорногірських, Скибових Карпат і Передкарпаття та. ін.

Простежується також чітке узгодження інтенсивності розвитку і характеру поширення сучасних морфодинамічних процесів з дрібнішими елементами геоморфологічного поділу. У Скибових Карпатах це можна спостерігати для морфоструктур другого порядку: Берегової, Орівської, Сколівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Цю різницю можна помітити і в геоморфологічних регіонах різного таксономічного рангу – підобласті, районі, підрайоні, яким властивий специфічний прояв сучасних геоморфологічних процесів. Чим детальніший геоморфологічний поділ, тим вагомішим показником регіоналізації є сучасні рельєфоутворювальні процеси. Особливо це помітно на давно освоєних людиною територіях.

Сучасний рельєф розглядають як структурний елемент досить складної системи, здатної до саморегулювання (Герасимов, 1976). Головним регулятором такої системи є поверхневий ґрунтово-рослинний покрив. У масштабах сучасних природних процесів ця система (тектонічні рухи–сучасний ґрунт–процеси денудації та акумуляції), як зазначив І. Герасимов, динамічно збалансована і тому здається зовні статичною. Природна динамічність (організованість) цієї системи різко порушується під впливом людської діяльності. Внаслідок дезорганізації в ній виникають руйнівні форми антропогенної ерозії, зсуви, обвали, осідання тощо.

Регіонально-типологічні особливості рельєфу є провідним чинником, який визначає тип процесу та інтенсивність його розвитку. Наприклад, у Скибових Карпатах до масивів з низькогірним ерозійно-тектонічним, низькогірним долинно-улоговинним,

середньогірним ерозійно-тектонічним та іншим рельєфом приурочені різні за типом та інтенсивністю прояву сучасні геоморфологічні процеси. Відміни в структурі, рельєфі та історії розвитку трьох частин Скибових Карпат – Бескидів, Горганів і Покутсько-Буковинських Карпат – добре узгоджуються зі своєрідним розвитком у кожній частині сучасних рельєфоутворювальних процесів.

Крім регіонально-типологічних особливостей рельєфу, від яких залежить тип процесу та інтенсивність його розвитку, є загальні закономірності їхнього розвитку для всіх регіонів гірської частини Українських Карпат, а також передгірних рівнин. До них належить, насамперед, морфологічна поясність, яка залежить від кліматичної поясності (Ананьєв, 1981). Рельєфоутворювальні процеси у субальпійському і лісовому поясах Карпат (межа на абсолютних висотах близько 1 400–1 500 м) виявляються порізному.

Інша характерна закономірність для всіх морфоструктурних зон Карпат – висотна поярусна диференціація рельєфоутворювальних процесів. Найвищий ярус вершинних поверхонь (1 400–2 000 м) і їхніх схилів збігається, головню, із субальпійською зоною Карпат. Для цього ярусу характерне переважання процесів повільного масового зміщення уламкового матеріалу з проявами гравітаційних, нівальних і лавинних процесів. У Скибових Карпатах цей ярус найповніше представлений у Горганах. Повільно рухається матеріал розміром від кількох сантиметрів до 2–3 м і більше в діаметрі. Ширина кам'яних потоків коливається від 1 до 3–6 м і більше за довжини від декількох десятків до сотень метрів. Швидкість руху уламкового матеріалу за багаторічними спостереженнями (Ананьєв, 1981) коливається в межах 2–4 мм/рік.

У ярусі сильно розчленованого середньогірного рельєфу, поряд з гравітаційними процесами і процесами масового зміщення уламкового матеріалу, важливе місце у моделюванні рельєфу посідають процеси поверхневого змиву і лінійного розмиву. Найінтенсивніше прояви гравітаційних та ерозійних процесів

приурочені до крутих (12–17°), дуже крутих (17–25°), надзвичайно крутих (25–35°) і урвищних схилів.

Вершинна поверхня середнього морфологічного ярусу розміщена на абсолютних висотах від 900–1 100 до 1 400–1 500 м. На просторах, сильно розчленованих схилах інтенсивно розвиваються процеси поверхневої і лінійної ерозії, дефлюкція, трапляються численні вогнища гравітаційних процесів.

Повільне переміщення перезволоженого ґрунту (дефлюкція), що вміщує різну кількість уламкового матеріалу, відбувається на схилах різної крутості (спадистих – 5–8°, сильно спадистих – 8–12, крутих – 12–17, дуже крутих – 17–25°) у разі в'язкопластичної консистенції ґрунту та на ділянках з розрідженим рослинним покривом, а також на сільськогосподарських угіддях. Із середнім морфологічним ярусом пов'язаний найінтенсивніший розвиток поверхневої ерозії.

Нижній ярус терасованих і не терасованих днищ річкових долин розміщений на висотах від 500–600 до 900–1 000 м і має широкий набір різних типів рельєфоутворювальних процесів. Проте в цьому разі на перший план виходять: 1) інтенсифікація процесів підмиву і розмиву; 2) значне накопичення продуктів розмиву, зносу, селевих потоків.

На інтенсивність сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів, крім регіонально-типологічних особливостей рельєфу і морфологічної ярусності, значно впливають повільні тектонічні рухи. Кількісні показники інтенсивності екзогенних рельєфоутворювальних процесів добре узгоджуються з показниками повільних тектонічних піднять, що стимулюють розвиток активних денудаційно-акумулятивних процесів, спрямованих на зниження висот.

За даними про твердий стік головних карпатських рік І. Гофштейн (1980) обчислив темп денудації схилів Українських Карпат, який становить 133 т/рік з 1 км² (зниження поверхні на 0,9 мм/рік). Якщо врахувати, що стік річкових наносів становить 3–4% усієї кількості продуктів денудації, то інтенсивність тотальної денудації Українських Карпат буде 2,3 мм/рік.

Визначений на підставі стаціонарних досліджень темп денудації схилів процесами площинного змиву на Дрогобицькій височині (Передкарпаття) становить 0,35 мм/рік. Якщо зробити корективи на інші процеси (зсуви, лінійний розмив тощо), то отримаємо значення тотальної денудації близько 1,5–3,0 мм/рік. Ці результати сумірні з тими, які характеризують інтенсивність тектонічних рухів у межах Скибових Карпат і Передкарпаття. За даними В. Сомова, І. Рахімової (1983), тектонічні підняття для цих регіонів становлять 2,0–2,5 мм/рік. Простежується зростання підняття у напрямі до платформи вздовж лінії повторного нівелювання (Стрий – +2,6 мм/рік, Львів – +3,5, Куровичі – +3,0 ± 0,6, Золочів – +4,0 мм/рік) і зменшення у напрямі до Закарпаття (Сколе – +2,4 мм/рік, Гребенів – +1,1, Лавочне – +1,1, Воловець – +2,0, Свалява – +1,4, Мукачеве – +1,1, Берегове – 0,5 мм/рік).

Ізолінії швидкості вертикальних рухів земної кори у Скибових Карпатах простежуються з північного заходу на південний схід і збігаються з напрямом головних морфоструктурних елементів. Кількісні показники становлять 2,5 мм/рік, крім північно-західної частини (Бескиди), де вони на контакті із зоною Кросно (Вододільно-Верховинські Карпати) зменшуються до 2,0 мм/рік.

Отже, з аналізу кількісних показників темпу денудації та інтенсивності тектонічних рухів можна зробити висновок, що сучасний рельєф, як елемент складної природної системи, має динамічну рівновагу, здатну до саморегулювання.

До сучасних екзогенних геоморфологічних процесів, що найбільше поширені у Скибових Карпатах, належать такі генетичні типи: 1) площинний змив (слабкий та інтенсивний); 2) лінійний розмив; 3) зсувні; 4) обвальні-осипні; 5) селеві.

Для цих процесів характерні деякі загальні особливості і закономірності розвитку (Цись та ін., 1968; Кравчук, 1971; Стадницький та ін. 1975): 1) всі сучасні геоморфологічні явища, які формують морфоструктуру, підпорядковані геолого-геоморфологічним і кліматичним закономірностям; 2) поміж

геоморфологічними процесами є взаємозв'язок і взаємозумовленість („ланцюгова реакція”), тому під час їх вивчення необхідно враховувати весь комплекс явищ, які діють у певних фізико-географічних (ландшафтних) умовах; 3) для цих явищ характерна періодична активізація, пов'язана з гідрометеорологічними умовами, а також з господарською діяльністю людини.

У розподілі силових процесів на території Українських Карпат помічені також деякі морфометричні закономірності. Крім згаданих вище висотної ярусності, глибини і густоти розчленування, важливе значення має крутість схилів.

Наприклад, процеси слабого площинного змиву приурочені переважно до похилих (1–3°), слабо спадистих (3–5) і спадистих (5–8°) схилів; процеси площинного змиву середньої і високої інтенсивності – до сильно спадистих (8–12), крутих (12–17) і дуже крутих (17–25°) схилів; обвальні-осипні процеси – до надзвичайно крутих (25–35°), урвищних (35–60) і прямовисних (понад 60°) схилів. Для характеристики схилових процесів використовували класифікацію схилів, берегів і відносів І. Брауде (1959), доповнену працівниками кафедри геоморфології Львівського університету під час вивчення і картографування сучасних геоморфологічних процесів в Українських Карпатах у 1965–1969 рр.

5.1. Процеси площинного змиву

На ділянки схилів із площинним змивом у Скибових Карпатах припадає більше половини їхньої загальної площі. Розвиток змиву на схилах різного профілю, довжини та експозиції відбувається не однаково: на крутих відрізках він інтенсивніший, на похилих – слабший. За однакової кількості атмосферних опадів, які потрапляють на схил, важливе значення має відстань від вододілу. Через це на найпоширеніших у горах випуклих донизу профілях схилів найкрутіші ділянки розміщені в нижній частині, де зосереджена і найбільша маса стічної води, змив буває найбільш інтенсивним. Подібне простежуємо і на схилах з прямим профілем. Тому за однакових інших умов ділянки інтенсивного площинного змиву приурочені найчастіше до нижніх

частин схилу; вище по схилу зафіксовані процеси площинного змиву середньої і слабкої інтенсивності.

Ці закономірності порушені за наявності антропогенного чинника. На ділянках, зайнятих сільськогосподарськими угіддями, на вирубках площинний змив посилюється. Характер змиву також залежить від стоку талих, дощових або зливових вод. На південно-західних експозиціях схилів змив від танення снігового покриву відбувається енергійніше, хоча в усіх хребтів Скибових Карпат ці схили набагато похиліші, ніж північно-східні. Під час злив площинний змив дуже часто набуває форми струменистого або дрібноводорийного, який вважають різновидом площинного змиву. Як крайню форму площинного змиву Є. Шанцер (1966) розглядає дрібноярковий розмив.

Ділянки з інтенсивним площинним змивом у Скибових Карпатах приурочені до найбільше освоєних людиною територій (рис. 34). До таких регіонів належать Верхньодністерські Бескиди, низькогір'я Скибових Горганів, Покутське низькогір'я. На інтенсифікацію площинного змиву тут впливають, крім особливостей рельєфу, також структурно-літологічні особливості, зокрема, значно більша потужність суглинкових покривних відкладів.

У середньогірних масивах Сколівських Бескидів, Скибових Горганів і Покутсько-Буковинських Карпат з високим ступенем заліснення схилів процеси площинного змиву виявляються слабо. Інтенсифікація їх посилюється тільки на вирубках (особливо в разі наземного трелювання деревини), а також на вітровальних ділянках.

Дуже помітна інтенсифікація площинного змиву у річкових долинах, де зосереджена найбільша площа сільськогосподарських угідь і населених пунктів. У Бескидах це долини Стривігору, Дністра і його приток Яблуньки, Лининки, Мшанця, Ясениці, Топільничанки; Стрию і його приток Кропивника, Стинівки; верхів'я Бистриці-Підбузької.

У низькогір'ї Скибових Горганів ділянки з площинним змивом більшої інтенсивності також приурочені до розширених

ділянок долин Мизунки, Свічі, Чечви, Лімниці, Бистриці-Солотвинської, Манявки, Бистриці-Навірнянської, Пруту. Особливо інтенсивні прояви площинного змиву в улоговинах Вигодській, Пнів–Надвірнянській, Делятинській.

У Покутському низькогір'ї схили з процесами інтенсивного площинного змиву займають значні площі не тільки в долинах рік і улоговинах (Космацька), а й на схилах антиклінальних хребтів і поздовжніх долин, які густо заселені і зайняті сільськогосподарськими угіддями.

Щодо схилів з процесами площинного змиву слабкої інтенсивності, то вони поширені у всіх регіонах Скибових Карпат і займають від 60 до 80% площі окремих регіонів. Інтенсифікація площинного змиву відбувається тут переважно внаслідок господарської діяльності людини за відповідних метеорологічних умов (зливові дощі, інтенсивне сніготанення).

5.2. Лінійний розмив

Ерозійні процеси у Скибових Карпатах виявляються у розмиванні та підмиванні берегів гідромережі, а також ярковому розмиві.

Підмивання берегів, як процес посиленого розвитку донного розмивання, найчастіше відбувається у разі звивистої форми донного розмиву. Найінтенсивніше підмивання і руйнування берегів під час весняних повеней, літніх і осінніх паводків на ділянках, у будові яких беруть участь податливі до розмивання відклади менілітової, кросненської та інших світ (аргіліти, алевроліти), алювіальні та делювіальні четвертинні відклади. Підмивання і руйнування зазнають також береги, складені стійкішими флішовими породами. Це добре видно у бескидських рік Стривігору, Дністра, Стрию, які мають численні меандри різних розмірів, що остаточно сформувалися не пізніше верхнього пліоцену–соплейстоцену (рис. 35).

Підмивання берегів дуже часто руйнують залізничні, шосейні і ґрунтові дороги, які в Карпатах переважно прокладені в долинах річок.



Рис. 34. Ерозійні процеси на схилах у басейні р. Опір

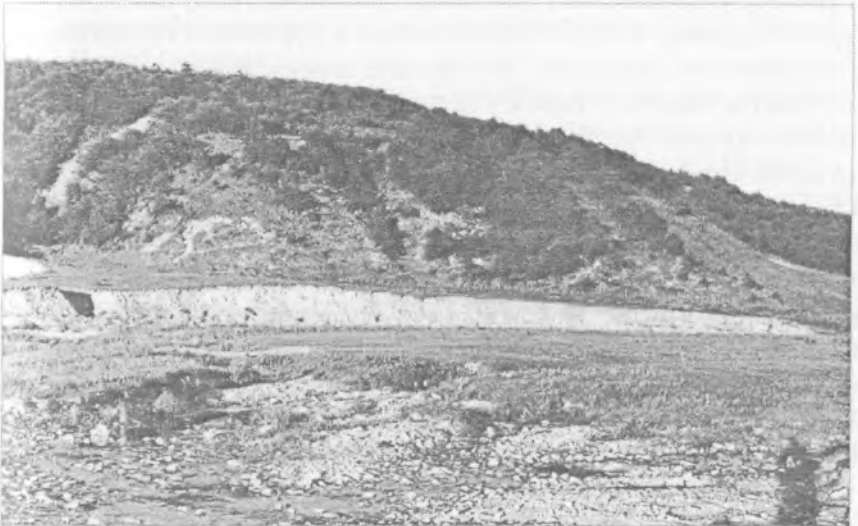


Рис. 35. Процеси лінійного розмиву в долині р. Топільниця

Найінтенсивніші розмиви зафіксовано в руслах річок, які мають великий ухил. Дуже часто в долинах багатьох рік розмиті значні ділянки поверхонь другої і третьої терас. У Besкидах такі ділянки найчастіше приурочені до долин найбільших річок: Стривігору в околицях с. Старява; Дністра від с. Головцького до с. Тершів; Стрию в околицях сіл Підгородці, Корчин, Верхнє Синьовидне та ін.; Бистриці-Підбузької біля с. Підбуж; Сукелю між селами Козаківка і Тисів та ін.

На берегах Стрию й Опору є ділянки, де досить часто відбуваються інтенсивні бокові розмиви (Рудько, Кравчук, 2002). На р. Стрий такі ділянки є біля гирла потоку Ясинка, поміж селами Ластівка і Старий Кропивник, біля сіл Сопот і Крушельниця (розмивання зазнає уступ третьої тераси); біля с. Ластівка і с. Рибник (уступ шостої тераси). Найінтенсивніші розмиви простежуються переважно нижче ділянок прориву долиною чолових частин скиб.

У долині р. Опір інтенсивні бокові розмиви виявлено біля гирла Рожанки й Оряви, біля с. Тухля, поміж селами Святослав і Демна, у Сколівській улоговині (постійне руйнування уступу третьої тераси). Подібне простежено і в Горганах та Покутсько-Буковинських Карпатах. Найбільшої шкоди процеси руйнування берегів завдають також у долинах великих рік, де прокладені найважливіші магістралі і розміщена більшість населених пунктів. Однак у цих регіонах значні підмиви і розмиви берегів приурочені й до поздовжніх долин (приток головних рік), які закладені вздовж синклінальних знижень, складених переважно податливими до розмивання породами менілітової серії. Це, зокрема, долини Молоди і Мшани у басейні Лімниці, Довжинця, Салатрука, Хрепеліва, Зелениці у басейні Бистриці-Надвірнянської, Дощинки, Сем'ятина у басейні Бистриці-Солотвинської, Прутця-Яблунецького, Прутця-Чемеговського, Женця, Жонки, Перемиськи, Кам'янки, Любижні у басейні р. Прут.

У Покутсько-Буковинських Карпатах інтенсивніші підмиви і розмиви берегів приурочені до Покутського низькогір'я (басейни Пістинки і Рибниці), де значна частина території менш

вліснена і зайнята сільськогосподарськими угіддями й населеними пунктами.

Найпоширенішими формами є *яркові розмиви*. Найчастіше на території Скибових Карпат трапляються схилі і берегові яри. Найінтенсивніша яркова ерозія у межах Берегового і Покутського низькогір'їв, у міжгірських улоговинах і розширених терасованих ділянках. Схилі яри приурочені до смуг поширення переважно відкладів менілітової і кросненської серій, перекритих товщею суглинистих відкладів, берегові – до уступів середніх і високих терас з порівняно потужними товщами алювіальних відкладів.

У бескидській частині Скибових Карпат найчастіше задерновані яри і яри, що ростуть, трапляються на межиріччях рік Вирви–Стривігору, Стривігору–Дністра, у долині Дністра біля сіл Дністрик, Верхній Лужок, у Труханівській долині (правобережжя р. Опір).

У горганській частині Скибових Карпат яркова ерозія зосереджена переважно у крайовому низькогір'ї (Вигодська і Делятинська улоговини, межиріччя Бистриці–Солотвинської–Манявки–Бистриці–Надвірнянської, на правобережжі р. Прут біля сіл Білі і Чорні Ослави).

У Покутсько-Буковинських Карпатах схилі яри приурочені до схилів крайового низькогір'я в околицях населених пунктів Черешенка, Берегомет, Красноільськ, а також у Покутському низькогір'ї біля сіл Середній Березів, Текуче, Бабинопілля і в Космацькій улоговині.

Іноді схилі яри (закріплені і ті, що ростуть) сягають значних розмірів. Такі яри поширені на межиріччі Бистриці–Солотвинської–Манявки біля сіл Кричка і Манявка й приурочені до смуги поширення глинистих відкладів поляницької світи, які перекриті шаром делювіальних суглинків потужністю до 1,0–1,5 м. Ширина задернованих ярів від 10–15 до 70–80 м, довжина – до 100–150 м. Досить часто трапляються і схилі яри, що ростуть, значно менших розмірів: довжина – 70–80 м, ширина – 3–5 м, глибина врізу – від 0,4 до 1,0 м.

У цьому ж регіоні (на лівобережжі Манявки) простежуються берегові яри, приурочені до уступів середніх і високих терас. Довжина найбільших з них сягає 200–250 м, ширина – до 20 м, глибина врізу – до 3–4 м.

5.3. Обвальні-осипні процеси

Обвальні-осипні процеси у Скибових Карпатах приурочені до найкрутіших ділянок схилів гірських хребтів, де на поверхні відслонені найчастіше яменські (палеоцен) і вигодські (еоцен) пісковики, а також товщі пісковиків стрийської світи (верхня крейда). Асиметрія гірських хребтів зумовлює деякі закономірності в розподілі обвальних-осипних процесів.

На менш крутих південно-західних схилах помічена поступова зміна (зверху вниз) полів розсипів схилами обвальних-осипного зносу і накопичення. Розсипи тут не закріплені рослинністю, і уламковий матеріал повільно сповзає вниз по схилу, утворюючи численні кам'яні потоки і конуси винесення.

Для крутіших північно-східних схилів характерна наявність обвальних ділянок і в пригребених частинах схилів. Кам'яні розсипи у верхній частині схилів часто закріплені гірською сосною, нижче – ялиновими лісами з домішкою гірської сосни і берези.

У Скибових Горганах з пригребеневою частиною північно-східних схилів пов'язані обвальні ділянки (Сивулянський хребет, масиви Грофи–Молоди–Попаді, схили гір Високої, Паренке, Короткана, Полецької, Журавлевої Клеви, Буца, масив Магури, Козі Гори, хребти Довбушанка, Явірник, Синяк, Хом'як). Висота уривистих ($>45^\circ$) і прямовисних ($>60^\circ$) уступів сягає іноді 100 м і більше. Ці обвали, приурочені до зони криволісся і верхньої межі лісу, завдають порівняно незначної шкоди лісовим угіддям.

Значно більша шкода від численних дрібних обвалів у річкових долинах, де прокладені залізничні, шосейні і ґрунтові дороги. Такі обвали найчастіше трапляються в долинах горганської частини Скибових Карпат. Обвали в долині р. Прут часто

відбуваються на схилах г. Магури між Ворохтою і Татаровим, між Татаровим і Яремче, в долині Прутця-Чемеговського між гирлами потоків Копчик і Хичка, в долинах правих приток р. Прут-Пичного, Скісного і Форещинки, у долинах лівих приток р. Прут-Женця і Жонки.

У басейні Бистриці-Надвірнянської такого типу обвали виявлені у долині Бистриці-Надвірнянської біля сіл Бистриця, Зелена, Пасічна та біля гирла потоку Розтока, у долині Зелениці біля гирла потоку Ситного, у верхів'ях р. Хрепулова, у долині р. Бухтовець.

У басейні Бистриці-Солотвинської невеликі за розмірами обвали приурочені до урвищних берегів ріки біля сіл Пороги і Яблунька, до верхів'їв рік Лопушної і Кузьмінця Великого, до долини Манявки біля водоспаду та ін.

У басейні Лімниці найбільше дрібних обвалів зосереджено у верхній частині її долини (від верхів'їв до гирла р. Бистрик), а також у долинах Дар'івки, Бистрика, Петроса, Молоди, Кузьмінця.

У долині р. Свічі такі обвали є між хутором Лисак і гирлом потоку Ільми, там, де долина перетинає скиби Зелем'янки, Парашки і Сколівську.

Дуже часто обвальні ділянки схилів у річкових долинах ускладнені дрібними зсувами. Матеріал, який обвалюється і сповзає, засипає дороги, підпруджує русла, його виносять селеві потоки. Такі ділянки з поєднанням обвалювання, осипання і сповзання, зафіксовані (Рудько, Кравчук, 2002) у долині р. Опір на виході з Тухлівської улоговини, на лівому березі між селами Святославом і Демною, на правому березі р. Стрий між селами Рибник і Сопот та лівому березі біля с. Явора.

За розмірами уламкового матеріалу осипи у Скибових Карпатах переважно дрібноуламкові (0,03–0,15 м), приурочені до смуг поширення дрібноритмічного флішу стрийської і менілітової світ. Середньоуламкові (0,15–0,3 м) осипища пов'язані найчастіше з вигодськими і ямненськими пісковиками, з відкладами стрийської, манявської, бистрицької світ.

Осипи з дрібноуламкового матеріалу нижньоменілітової світи (аргіліти, алевроліти і пісковики) досить часто трапляються навіть у крайовому низькогір'ї Горганів. Такі осипи є на лівобережжі Бистриці-Надвірнянської біля с. Пасічна. Осипний матеріал покриває ділянки схилів суцільним шаром, накопичується на дні ерозійних улоговин і під час злив потрапляє в прируслову частину долини Бистриці-Надвірнянської.

5.4. Зсуви

Зсувні процеси у Скибових Карпатах найбільше поширені у Покутсько-Буковинській частині. На території Горганів і Бескидів вони обмежені і часто пов'язані з ділянками підмивання берегів, обвалів.

У Покутсько-Буковинських Карпатах майже суцільна смуга зсувних і опливинних форм простежується вздовж контакту з Ворохта-Путильським низькогір'ям (Рудько, Кравчук, 2002). Потужні язики зсувних тіл покриті горбами спучування, зсувними цирками, розчленовані ярково-балковою мережею на окремі ділянки. Більшість з них стабілізовані і задерновані. В окремі роки вони активізуються. Всі зсуви розвиваються на кросненських відкладах олігоцену.

У місцях виходу дрібноритмічного флішу стрийської світи формуються зсуви, які не мають великої глибини захоплення і приурочені переважно до схилів долин. Такі зсуви зафіксовані у долині р. Черемош біля сіл Барвінкове, Хороцеве, Устя-Ріки, Верхній Ясенів, у долині потоку Сухого біля сіл Білоберізка і Ростоки.

Зсуви, які розвиваються у сланцевих товщах еоцену (Лящук, 1982), вирізняються значною потужністю і глибиною захоплення, мають виразну стінку відриву, зсувний язик і корито. Такі зсуви зафіксовані в околицях сіл Запогар і Устя-Ріки, у долині потоку Рушор (притока Рибниці), на південних схилах вершин Лельків, Громова, у долині р. Річка, на схилах хребта Буковен.

У Скибових Горганах зсувні процеси найбільше поширені у смугі крайового низькогір'я на контакті з Передкарпатським

прогином. На межиріччі Пруту і Бистриці-Надвірнянської зсуви зосереджені в передгірній смузі між Делятином і Лоевою, а також у басейнах Любижні і Перемишки. Формуються зсуви на глинистих сланцях менілітової і поляницької світ, воротищенських і стебницьких глинах, які перекриті товщею алювіальних відкладів з максимальною потужністю 10–15 м. Ця товща сповзає по корінних породах до долин Пруту, Любижні, Лоевки, захоплюючи і верхні шари корінних порід.

У долині р. Прут між гирлами потоків Перемишка і Любижня зсуви розвиваються на уступах четвертої, п'ятої і шостої надзаплавної терас. П'ята тераса на цій ділянці майже повністю зруйнована.

Досить значні за площею давні зсувні масиви є на межиріччі обох Бистриць у Битківсько-Манявському низькогір'ї. На схилах Малої Гиги і Великої Гиги трапляються давні зсувні цирки з висотою стінки відриву до 25 м. На фоні давніх зсувних схилів простежуються активні зсуви. Найбільші з них (довжиною до 15–17 м і висотою стінки відриву до 10 м) є на південно-західних і північно-східних схилах. Виникнення зсувів на цій ділянці приурочене до глинистого флішу менілітової і поляницької світ.

Багато давніх і активних зсувів є в долині Манявки біля сіл Манява і Маркова, а також на правобережжі Бистриці-Солотвинської біля с. Кричка. Масиви зсувних схилів на лівобережжі Манявки біля с. Маркова мають чітко виражені зсувні ступені, на яких безліч дрібних горбів. У верхів'ях потічків, які прорізують ці схили, розміщені великі зсувні цирки, серед яких багато активних. Ширина цирків – 150–300 м, довжина – 300–350 м, висота стінок відриву – 5–8 м і більше. Днища цирків часто заболочені. Зсувні схили на цій ділянці формуються на дрібноритмічному глинистому фліші нижньо- і верхньоменілітових світ.

Зсувні схили біля с. Кричка ускладнені численними східцями, горбками, стінками відриву дрібних зсувів. Сповзають товщі делювіальних суглинків потужністю до 2 м і корінні відклади поляницької світи.

Великий зсувний цирк є у верхів'ях потоку Кричка на схилах г. Кічери (911,8 м). Стінка відриву має крутість 25–30° і висоту 30–40 м. Днище цирку і його стінки порізані ярами, по бокових стінках яких розвиваються численні дрібні зсуви.

У Горганському середньогір'ї зсуви трапляються спорадично і є окремими. Це ж характерно і для Бескидського регіону. Зсуви тут приурочені до схилів річкових долин. Сповзають делювіальні та алювіальні відклади, що захоплюють і корінні породи. Дуже часто невеликі за розмірами зсуви формуються у місцях підмивання берегів.

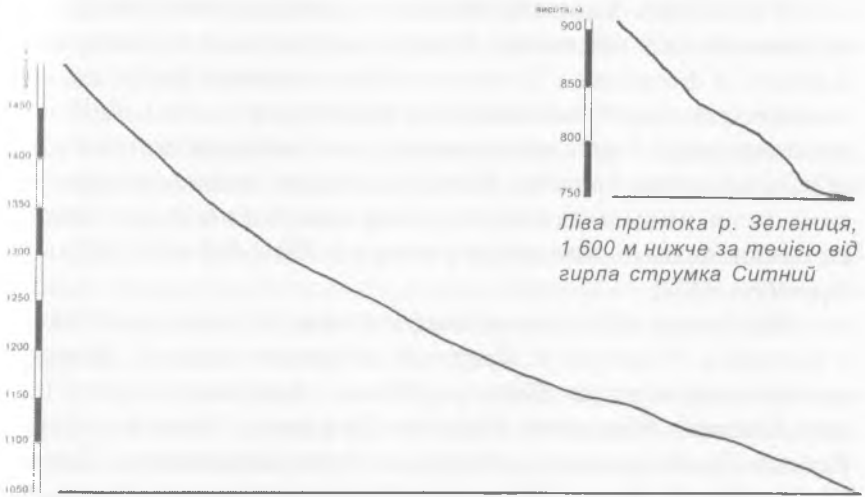
5.5. Селі

Серед класифікацій селів найбільше популярні ті, у яких селеві потоки розділені на різні типи за умовами формування і властивостями селевої маси. Для Скибових Карпат прийнятнішими є терміни „водно-кам'яні селі” і „селеві паводки”. Для водно-кам'яних турбулентних селевих потоків характерний високий вміст наносів (до 30% від об'єму, дрібнозему не більше 10%), значний (не менше 0,10) ухил тальвегу й об'ємна маса 1,15–1,55 г/см³.

Типові водно-кам'яні селі виникають зрідка – один раз у 25–50 років (Рудько, Кравчук, 2002). Найчастіше трапляються селеві паводки, які також мають властивості турбулентного потоку і вміст твердого матеріалу до 10–20% за масою.

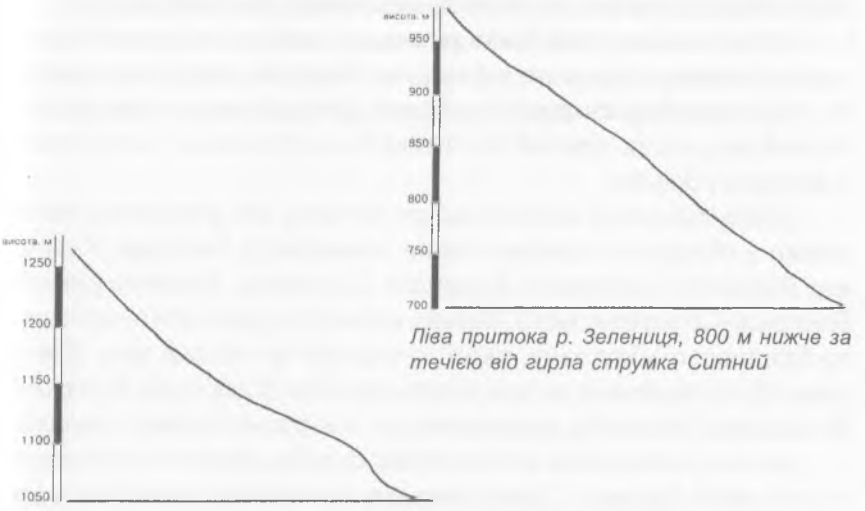
Більшість селенебезпечних потоків формується у місцях домінування обвальних-осипних і зсувних схилів, а також схилів з інтенсивним площинним зливом. Одна з причин селенебезпеки багатьох потоків – нагромадження в руслах стовбурів деревини, гілок, які створюють загани, де нагромаджується уламковий матеріал. Матеріал з цих ділянок нагромаджується у тальвегах і під час злив потрапляє у пригирлову частину. Винесений матеріал відкладається у вигляді конусів винесення і валів.

З аналізу поздовжніх профілів селенебезпечних потоків видно, що більшість з них має великий ухил (рис. 36). На 1 км довжини потоків падіння по вертикалі становить від 300–400 до 500 м.



Ліва притока р. Зелениця, 1 600 м нижче за течією від гирла струмка Ситний

Ліва притока р. Зубрівка, яка бере початок на південно-західних схилах південно-східного відроза г. Довбушанка



Ліва притока р. Зелениця, 800 м нижче за течією від гирла струмка Ситний

Права притока р. Зубрівка, яка бере початок на північно-західному відрозі г. Бабин Погар

Рис. 36. Поздовжні перерізи селенебезпечних потоків

У Скибових Карпатах помічено дещо відмінні умови формування селів для Бескидів, Горганів і Покутсько-Буковинських Карпат. У Бескидах і Покутсько-Буковинських Карпатах селі частіше утворюються внаслідок зсувних процесів і лінійного розмивання, у Горганах провідну роль відіграють переважно обвально-осипні процеси. Хоча в усіх трьох регіонах значна частина селів має змішаний тип селеформування, розрахункові щільності селів коливаються в межах 1 300–1 900 кг/м³ (Рудько, Кравчук, 2002).

Найбільша кількість селенебезпечних потоків зосереджена у Горганах. У басейні р. Прут – це потоки на схилах г. Магури; численні притоки рік Женець і Жонка; притоки р. Прут–Пичний, Скисний, Нересний, Явірник, Багровець, Чепелів; верхів'я Прутця-Чемеговського, зокрема, потоки Шекелювка і Сихолка. Селеформування у цих потоках відбувається з переважанням обвально-осипних процесів. До селенебезпечних потоків, які утворюються внаслідок інтенсивного площинного змиву і зсувних процесів, належать басейни Копчика і Поломистого.

У басейні Бистриці-Надвірнянської найбільше селенебезпечних потоків зосереджено у басейнах Зелениці, Зубрівки, Ситного, Черника, Максимця, Салатрука, Дзюрдзинця, а також численних коротких приток Бистриці-Надвірнянської між селами Бистриця і Зелена.

Селенебезпечні водно-кам'яні потоки, які живляться переважно з обвально-осипних схилів, виявлено у басейнах Кузьмінця Великого, Лопушної, Дощинки, Сем'ятина, Чорного (басейн Бистриці-Солотвинської). Велика кількість суглинисто-щебенисто-брилового матеріалу, який потрапляє в головні ріки (Бистриця-Солотвинська), а також їхні притоки (Сем'ятин, Плоский, Кузьмінець Великий), призводить до утворення селевих паводків.

Багато потенційно небезпечних селевих потоків зосереджено у басейні Лімниці. Переважно вони змішаного живлення, але з домінуванням обвально-осипних процесів. Селенебезпечні потоки є у верхів'ях Лімниці, а також у басейнах її приток Бистрика, Петроса, Молоди, Кузьмінця.

Дуже часті селепрояви простежуються на притоках Свічі й Мизунки у межах морфоструктур Орівської, Сколівської, Парашки і Зелем'янки.

У Besкидах і Покутсько-Буковинських Карпатах переважають селі, які живляться внаслідок інтенсивного змиву і розмиву, зсувних процесів. Селепрояви виникають на притоках р. Стрий між селами Ісаї і Корчин, р. Опір біля с. Гребенів.

Грязьово-кам'яні селепрояви періодично трапляються у басейнах Черемошу (потоки Буковець, Бережний, Бісків, Млинський, Товарниця), Сірету (потоки Звараш, Петровець, Ластун, Афенек, Сухий), у верхів'ях Пістинки.

Найактивнішими у селеутворенні вважають делювіально-осипні вогнища (серед зсувних, обвальних-осипних, опливинних, алювіальних і лавинних). Вони простежуються у всіх трьох підобластях Скибових Карпат – Besкидах, Горганах і Покутсько-Буковинських Карпатах (на стрімких схилах Горганів, у долинах Стрию і Черемошу).

Масштаби і наслідки селепроявів дуже різноманітні. Через це для їхнього прогнозування необхідно детально вивчати й оцінювати умови їх формування, зокрема, кліматичні і мікрокліматичні, геологічні, геоморфологічні й антропогенні.

Перші спроби природної регіоналізації на території сучасних Українських Карпат зробили Г. Величко, який під час природно-географічного поділу Карпат уперше використав термін “бескид” для позначення певного типу гір, а також А. Реман (1895), С. Павловський (1928), М. Орліч (1938), П. Біланюк (1939). За основу поділу більшість авторів брала поперечне розчленування Карпат річковими долинами. Винятком було районування С. Павловського, який уперше спробував ув’язати регіони з поздовжнім структурно-літологічним поділом.

Першу схему геоморфологічного поділу Українських Карпат, яка ґрунтувалася на типологічному (морфоструктурному) і територіальному принципах, запропонував М. Єрмаков (1948). На цій схемі були виділені таксономічні одиниці рангу геоморфологічних областей.

Найдетальнішу геоморфологічну регіоналізацію Українських Карпат виконав П. Цись (1951, 1955, 1962, 1968) на рівні геоморфологічних районів. Скибові Карпати П. Цись розділив на дві підобласті: Бескидсько-Горганську і Покутсько-Буковинську, у межах яких виділив шість геоморфологічних районів.

У 1954 р. схему геоморфологічного районування Українських Карпат виконав В. Бондарчук, за її основу вчений узяв поздовжню структурно-літологічну зональність.

Деякі уточнення і деталізацію (виділення підрайонів) геоморфологічного поділу Українських Карпат зробили Б. Лящук (1963) для Покутсько-Буковинських Карпат, Д. Стадницький (1964) для Горганів, Ю. Єрмоленко (1967) для Бескидів, Я. Крав-

чук (1971) для Передкарпаття, Р. Сливка (1971) для Вододільно-Верховинських Карпат, Г. Рудько, Я. Кравчук (2002) для Українських Карпат. Усі ці схеми ґрунтувалися на геоморфологічному поділі професора П. Цися.

У 1990 і 1999 рр. Г. Міллер, О. Федірко і А. Мельник навели досить детальну фізико-географічну регіоналізацію Українських Карпат.

З урахуванням досліджень цих авторів пропонуємо схему геоморфологічної регіоналізації області Скибових Карпат (рис. 37). У цьому разі таксономічні одиниці вищого рангу (підобласті, райони) виділені з переважанням чинника поздовжнього структурно-літологічного поділу, хоча важливу роль відіграє і поперечний (блоковий) поділ Скибових Карпат (табл. 3).

У разі виділення підрайонів зі збереженням переважно карпатського напрямку морфоструктур важливу роль також відіграє поперечне розчленування долинами головних рік. Основою для їхнього виділення були морфоструктури третього і четвертого порядку, які утворюють типологічні комплекси з характерними рисами не тільки морфоструктури, а й морфоскульптури.

6.1. Район Верхньодністерських Бескидів

Цей район займає північно-західну частину Скибових Карпат. Північно-східна межа проходить від кордону з Польщею до долини р. Стрий уздовж орографічного уступу з Передкарпаттям, південно-західна – зі Стрийсько-Сянською Верховиною (зона Кросно), долина р. Стрий відділяє район від Сколівських Бескидів.

Для району характерний низькогірний рельєф з порівняно м'якими обрисами й абсолютними висотами 600–800 м, за винятком хребтів Магуро-Лімнянського (1 022,0 м), Розлуцького (932,9 м) і Цюхового (939,4 м) (рис. 38).

Переважає площа району зайнята денудаційною Підбескидською поверхнею з фрагментами Бескидської поверхні. Поздовжні долини домінують над поперечними, добре виражені

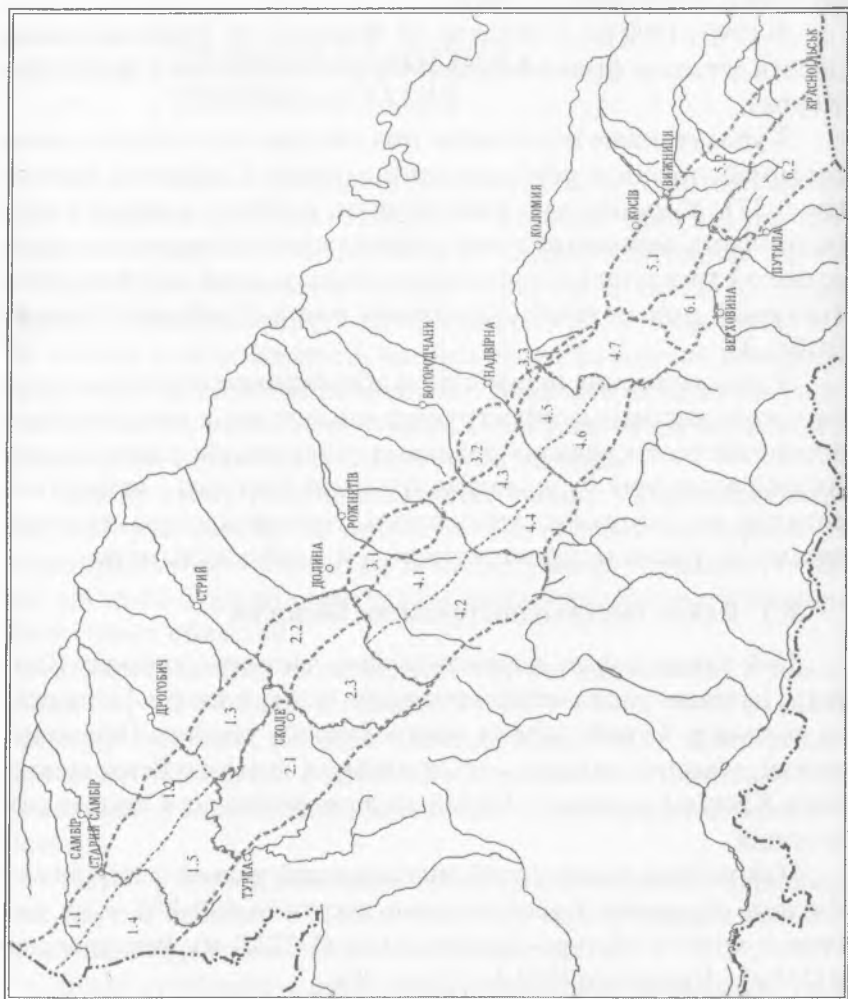


Рис. 37. Геоморфологічна регіоналізація Скибових Карпат
(назви – див. у табл. 3)

пліоценові реліктові долини. Ріки Стрий і, частково, Дністер, мають круті врізані меандри, широкі долини з порівняно похилими терасованими схилами. Більша частина району приурочена до найвужчої частини Скибової зони (Самбірське звуження за Ю. Пушчаровським). У межах низькогірних Верхньодністерських Бескидів виділені такі підрайони: Хирівський, Підбузький, Орівський, Орово-Магуро-Лімнянський, Топільнице-Розлуцький.

Таблиця 3

Схема геоморфологічної регіоналізації Скибових Карпат

Під-область	Район	Підрайон
А. Бескиди	1. Верхньодністерські Бескиди	1.1. Хирівський 1.2. Підбузький 1.3. Орівський 1.4. Орово-Магуро-Лімнянський 1.5. Топільнице-Розлуцький
	2. Сколівські Бескиди	2.1. Парашківсько-Високоверхський 2.2. Сукельський 2.3. Магуро-Зелем'янський
Б. Скибові Горгани	3. Район низькогірного рельєфу Скибових Горганів	3.1. Вигодсько-Перегінський 3.2. Манявсько-Битківський 3.3. Делятинський
	4. Район середньогірного рельєфу Скибових Горганів	4.1. Сехліський 4.2. Аршице-Яйко Ілемський 4.3. Чортківсько-Станимирський 4.4. Сивулянський 4.5. Пасічнянсько-Яремчанський 4.6. Довбушанський 4.7. Запрутських Горганів
В. Покутсько-Буковинські Карпати	5. Район низькогірного рельєфу Покутсько-Буковинських Карпат	5.1. Покутське низькогір'я 5.2. Буковинське низькогір'я
	6. Район середньогірного рельєфу скибових Покутсько-Буковинських Карпат	6.1. Покутське середньогір'я 6.2. Буковинське середньогір'я

Хирівський, Підбузький і Орівський підрайони приурочені до смуги крайового низькогір'я, яке сформувалося на Береговій, Орівській і частково Сколівській скибах. Орово-Магуро-Лімнянський і Топільнице-Розлуцький підрайони сформувалися на скибах Парашки, Зелем'янки і Рожанки.

У північно-західній частині району створений регіональний ландшафтний парк „Верхньодністерські Besкиди”.

1.1. Хирівський підрайон на межиріччях Вирви, Стривігору і Дністра займає нешироку смугу типового крайового низькогір'я, яке сформувалося на Орівській і Сколівській скибах. Берегова скиба в рельєфі практично не виражена, вона перекрита Орівським насувом.

Невисокі хребти з абсолютними висотами від 500–550 до 600–730 м і куполоподібними вершинами (максимальні висоти – гори Комарка, 651,7 м та Велика Сушиця, 732,6 м) сильно розчленовані долинами Вирви, Стривігору, Дністра і їхніми численними притоками. Переважають у будові хребтів відклади стрийської світи.

Глибоко врізані долини потоків мають круті, часто урвисті береги. Поздовжні відрізки долин закладені вздовж вузьких смуг виходів аргілітів і алевролітів менілітової світи.

1.2. Підбузький підрайон є продовженням у південно-східному напрямі крайового низькогір'я на межиріччях Дністра–Бистриці–Підбузької–Тисьмениці. Смуга низькогір'я тут значно розширена переважно завдяки Орівській морфоструктурі, у будові якої провідну роль відіграють відклади стрийської світи верхньої крейди.

Абсолютні висоти поступово зростають у південно-східному напрямі (від 500–600 м на межиріччі Дністра і Бистриці–Підбузької до 600–720 м на межиріччі Бистриці–Підбузької і Тисьмениці, г. Биковець, 734 м). Північно-західна частина підрайону приурочена до Воля-Блажівського блокового підняття, яке в рельєфі добре виражене вигином р. Дністер і максимальною абсолютною висотою в межах Сколівської морфоструктури (г. Виділок, 858 м).

До Передкарпаття підрайон підходить чітко вираженим уступом. Територія сильно розчленована численними притоками Бистриці-Підбузької і Дністра, верхів'ями р. Тисьмениці.

1.3. *Орівський підрайон* займає південно-східну частину крайового низькогір'я Верхньодністерських Бескидів поміж верхів'ями Тисьмениці на північному заході і долиною р. Стрий на південному сході. Досить широкою смугою тут представлена Берегова морфоструктура з абсолютними висотами 700–800 м (г. Верх – 802,6 м, г. Вага – 748,4 м). Ще більше зростають абсолютні і відносні висоти в межах Орівської морфоструктури (максимум на хребті Цюховий, 939,4 м). Таке зростання висот у цьому підрайоні порівняно з північно-західною частиною крайового низькогір'я пов'язане з Орівським блоковим підняттям. У будові підрайону, крім переважних відкладів стрийської світи, беруть участь яменські пісковики, які в околицях сіл Урич і Ямельниця утворили мальовничі скелі.

До цього підрайону зачисляють і мікрорайон Синьовидненської улоговини, яка утворилася при злитті Стрию й Опору у смузі поширення відкладів переважно менілітової світи.

1.4. *Орово-Магуро-Лімнянський підрайон* розміщений на межиріччі Дністра–Стривігору й охоплює морфоструктури Парашки, Зелем'янки і Рожанки.

Найширшу смугу займає морфоструктура Парашки, яка представлена двома низькогірними хребтами з вершинами Кобила (749 м), Свиний (752), Магура (736 м), що розділені позовжніми долинами. З морфоструктурою Зелем'янки пов'язані хребти Оровий і Верх Оровий з типовими куполоподібними вершинами й абсолютними висотами 700–800 м (г. Яворницько, 800,5 м; г. Горб, 739,9 м). Максимальна висота підрайону приурочена до Магуро-Лімнянського хребта (1 022 м).

У будові хребтів беруть участь відклади дрібноритмічного флішу верхньої крейди, еоцену й олігоцену, через що територія має вигляд сильно розчленованого погорбованого низькогір'я. Схили хребтів розчленовані численними зворами, балками, круті береги яких укладнені зсувами.

1.5. *Топільниця–Розлуцький підрайон* займає межиріччя Дністра і Стривігору в межах морфоструктур Парашки, Зелем'янки і Рожанки (Розтоцько-Розлуцький ланцюг). Для підрайону характерне чергування хребтів „карпатського” простягання з поздовжніми долинами (Топільниця, Свидник, Ясениця, Волосянка). У будові хребтів Парашкінської і Зелем'янської морфоструктур провідну роль відіграють відклади стрийської світи, поздовжніх долин – менілітової світи. У південно-західній частині підрайону (Розлуцький хребет) на морфологію рельєфу значно вплинули кросненські відклади.

Абсолютні висоти зростають у південно-західному напрямі від 750–800 (максимальні висоти – г. Маловенка, 848,2 м, г. Вишка, 838,5 м; г. Прислип, 827 м) до 850–900 м (максимальні висоти – г. Розлуч, 932,9 м, г. Вінець, 891,9 м).

У рельєфі добре простежуються фрагменти Бескидської і Підбескидська поверхні вирівнювання, а також долинні педименти.

6.2. Район Сколівських Бескидів

Зазначений район займає межиріччя Стрию–Опору–Сукеля–Мизунки. Відомий як район середньовисотних моноклінальних хребтів (Цись, 1968). Хребти приурочені до морфоструктур (скиб) Сколівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Переважні абсолютні висоти коливаються у межах 900–1 200 м (г. Парашка, 1 268 м). Великий контраст абсолютних і відносних висот із Верхньодністерськими Бескидами пояснюють приуроченістю району до проміжного блока (між Бескидським і Горганським). Середньогірний рельєф з елементами низькогір'я є тільки у Сукельському підрайоні, який межує з Передкарпаттям (переважні абсолютні висоти 700–1 000 м). Характер рельєфу на вододілі Опору і Мизунки (г. Магура, 1 362 м), зокрема у басейні Мизунки, більше нагадує горганський. Переважають глибоко врізані поперечні долини (ріки Опір, Сукіль, Лужанка, Мизунка), які перетинають упоперек усі скиби (рис. 39). Як і в районі Верхньодністерських Бескидів, панівне становище



Рис. 38. Верхньодністерські Бескиди



Рис. 39. Річкова долина у Сколівських Бескидах

в будові хребтів мають відклади стрийської світи верхньої крейди. По рівновисотних хребтах простежуються фрагменти Бескидської поверхні вирівнювання. У районі створення НПП „Сколівські Бескиди” площею 35 684 га. За особливостями рельєфу в районі Сколівських Бескидів виділяють три підрайони: Парашківсько-Високоверхський, Сукельський і Магуро-Зелем'янський.

2.1. *Парашківсько-Високоверхський підрайон* розміщений на межиріччі Стрию–Опору, він охоплює морфоструктури Сколівську, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Приурочений до поперечного блокового Парашківського підняття, з яким пов'язані одні з найбільших абсолютних висот Бескидів. Усі хребти асиметричні, розділені вузькими синклінальними зниженнями, які мало помітні у рельєфі. У їхній будові беруть участь відклади стрийської світи, а також повний комплекс відкладів еоцену.

Зі скибою Парашки пов'язані два паралельні хребти: північно-східний з вершинами Парашка (1 268,5 м) і Великий Верх (1 177,5 м) та південно-західний (Манмальстальська складка) з вершиною Виднога (1 132,4 м). Скиба Зелем'янки представлена у рельєфі куполоподібними вершинами, що відокремлені потоками і короткими хребтами з вершинами Перекоп (1 212,9 м), Кремінна (1 135,5 м) та ін.

У Рожанській морфоструктурі виділяють два паралельні хребти – північно-східний, приурочений до власне скиби Рожанки (найвищі вершини – Шебела, 1 216,0 м, Кремінець, 1 226,6 м), і південно-західний з вершинами Високий Верх (1 176,8 м), Менчул (1 126 м), який є продовженням Розлуцького хребта. Підрайон надзвичайно перспективний для рекреації.

2.2. *Сукельський підрайон* займає межиріччя Стрию і Мизунки–Свічі у межах Берегової й Орівської морфоструктур. Це єдиний підрайон Сколівських Бескидів з ділянками низькогірного рельєфу, який сформувався на відкладах менілітової світи (переважно аргіліти). Дуже помітне зменшення ролі верхньокрейдових і палеоценових відкладів в Орівській морфоструктурі, де також домінує еоценовий і олігоценний фліш.

Абсолютні висоти помітно зростають з північного заходу на південний схід, а також від краю вглиб гір.

У Береговому низькогір'ї абсолютні висоти коливаються в межах 550–750 м (найвища вершина – Оси Горб, 763,3 м). В Орівській морфоструктурі максимальні абсолютні висоти приурочені до межиріччя Лужанки–Мизунки (вершини Половатинець (1 035,8 м), Церковище (1 119,8 м)).

Підрайон сильно розчленований численними долинами потоків басейну Сукелю й Лужанки, які мають круті береги, у руслах рік часто трапляються пороги, невеликі водоспади. На схилах є мальовничі скельні виступи ямненських пісковиків. По території підрайону розроблено багато цікавих туристичних маршрутів.

2.3. *Магуро-Зелем'янський підрайон* охоплює межиріччя Опору і Мизунки у мофроструктурах Сколівській, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Займає проміжне положення між Бескидами і Горганями.

У розширеній на цьому межиріччі Сколівській морфоструктурі простежується хребет з абсолютними висотами 900–1 100 м (найвища вершина – г. Яворинка, 1 131 м). Морфоструктура Парашки представлена хребтами Зелем'янка (1265 м) і Буковинця–Чорної Охли (г. Буковинець, 1 258,9 м, г. Чорна Охла, 1 287,2 м). Зі скибою Зелем'янки пов'язані хребти з вершинами Кіндрат (1 156 м), Матачів (1 217 м) на південному заході і масив Магура (1 362,7 м) на південному сході. У морфоструктурі Рожанки найпомітніший хребет з вершинами Магій (1 281,4 м) і Чирак (1249,6 м).

Для всіх хребтів підрайону характерна чітка асиметрія схилів: північно-східні схили крутістю 25–35°, південно-західні – 20–25°. Підрайон пов'язують із Магурським блоковим підняттям, ознакою якого є поширення тут відкладів стрийської світи і поява вікон з відкладами головнинської світи.

Хребти сильно розчленовані численними витокками Сукелю й Лужанки, притоками Опору і Мизунки. Прямолінійність багатьох потоків, глибокий вріз русел, дуже круті й урвисті береги

свідчать про приуроченість їх до тектонічних порушень. У будові південно-східних відрізків хребтів (басейн Мизунки) беруть участь ямненські пісковики, через що на схилах багатьох вершин трапляються кам'яні розсипи.

6.3. Район низькогірного рельєфу Скибових Горганів

Район приурочений до Берегової і частково до Орівської скиб. Смуга низькогірних крайових хребтів шириною від 2–3 до 5–6 км простежується вздовж краю Карпат від долини Мизунки і Свічі на північному заході до верхів'їв Ослави і Лючки на південному сході.

У будові північно-західної частини (межиріччя Свічі–Лімниці–Бистриці–Надвірнянської) регіону провідну роль відіграють відклади менілітової і поляницької світ. На межиріччі Бистриці–Надвірнянської–Пруту відслонений вузькими смугами весь комплекс еоцену, а також з'являються ямненська і стрийська світи.

Крайове горганське низькогір'я має типове гратчасте розчленування. Головні поперечні ріки Свіча, Чечва, Лімниця, Бистриця–Солотвинська, Бистриця–Надвірнянська, Прут виробили досить широкі (до 1–2 км) терасовані долини, а також улоговини (Вигодську, Делятинську).

Абсолютні висоти коливаються в межах 700–950 м. Максимум висот припадає на південно-західну частину району, що приурочена до насуву Орівської скиби, але не перевищує 1 000–1 100 м. Простежується декілька хребтів (пасом), які розділені долинами рік і потоків на окремі невеликі масиви з куполоподібними вершинами. Більшість з них мають вирівняні пригребеневі поверхні шириною 100–200 м з відносними висотами від 300 до 500 м, які є залишками давньої поверхні вирівнювання. До Передкарпаття низькогір'я підходить чітким орографічним уступом, відносні висоти якого місцями (межиріччя Чечви–Лімниці, Бистриці–Надвірнянської–Пруту) досягають 250–300 м. У межах

району виділяють три підрайони: Вигодсько-Перегінський, Манявсько-Битківський і Делятинський.

3.1. Вигодсько-Перегінський підрайон займає межиріччя Мизунки–Свічі–Лімниці. До складу підрайону належать три морфоструктури – Вигодська улоговина, Грабівське (межиріччя Свічі–Чечви) і Дубівське (межиріччя Чечви–Лімниці) низькогір'я, які можна виділити як окремі мікрорайони.

У Вигодській улоговині площею понад 40 км² добре простежується до шести терас. Найбільшу площу займають поверхні другої (2,5 м), третьої (5,5–6,0 м) і четвертої (15–17 м) терас.

Абсолютні висоти у північно-західній частині низькогір'я (Грабівське) коливаються в межах 500–780 м. Найвищі вершини – г. Забуї (778,6 м), г. Спаська (785,7 м). У південно-східній частині низькогір'я висоти зростають до 800–1 000 м (найвищі вершини – Гірський Верх, 978 м, Веруня, 981, Вулкан, 1018, Голиця, 925 м).

Долини Чечви, Манівки, Дуби, Млинівки та їхніх приток сильно розчленували низькогір'я, розділивши його на окремі невеликі масиви з куполоподібними вершинами. Підрайон добре заліснений, населенні пункти зосереджені вздовж краю Карпат і в долинах головних рік.

3.2. Манявсько-Битківський підрайон розміщений на межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської–Бистриці–Надвірнянської. Берегова скиба на межиріччі обох Бистриць має максимальну ширину (Битківський покрив), вона перекрита потужним насувом Орівської скиби. Крім того, в околицях Биткова зафіксовано декілька тектонічних вікон з моласовими відкладами воротиської серії. Провідну роль у будові низькогір'я відіграють відклади дрібноритмічного флішу нижньо- і верхньомелітової світ, а також бистрицької і частково стрийської світ. У підрайоні є одне з найстаріших нафтових родовищ – Битківське.

На межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської берегове низькогір'я звужене до 3–4 км, на межиріччі обох Бистриць – розширене до 8–10 км. Межиріччя Лімниці–Бистриці–

Солотвинської займає Туравське низькогір'я (г. Турава, 940, 4 м). Переважні абсолютні висоти – від 650 до 900 м. Долини Великої і Малої Турави розділяють його на два пасма. До Передкарпаття низькогір'я підходить орографічним уступом заввишки 150–170 м.

Межиріччя обох Бистриць у межах підрайону займають дві морфоструктури четвертого порядку – Манявська і Битківська. Абсолютні висоти коливаються в межах 700–950 м, відносні – 300–400 м. Пологовипуклі пригребеневі поверхні на цих висотах П. Цись (1957) уважав залишками давньої поверхні вирівнювання. Найвищі вершини у північно-західній частині підрайону – г. Вапенька (791,5 м) і г. Кіпра (911,8 м), у південно-східній – г. Яршиця (891,6 м) і г. Діл (994,7 м).

У багатьох місцях схили невисоких пасом і окремих вершин ускладнені зсувами, які приурочені до ділянок поширення глинистого флішу менілітової серії. З виходами відкладів манявської світи пов'язаний розвиток осипних процесів.

3.3. *Делятинський підрайон* займає межиріччя Бистриці-Надвірнянської–Пруту, а також невелику ділянку на правобережжі Пруту (Ославське низькогір'я). Берегове низькогір'я звужене тут до 4–5 км, а на правобережжі Пруту – до 1,5–3,0 км.

У будові межиріччя беруть участь відклади менілітової, бистрицької, манявської і вигодської світ. Поперечними розломами межиріччя розбите на окремі блоки, до яких приурочені куполоподібні вершини, що нагадують ерозійно-денудаційні останці. Найхарактернішими є розміщені вздовж краю гори Страгора (880,7 м) і Лисаня (779,0 м), а на правобережжі р. Прут – Стражниця (573,6 м) і Кіпча (698,9 м). Перевищення над ерозійно-аккумулятивною поверхнею Передкарпаття в околицях сіл Стримба і Лоева досягає 250–300 м.

Схили невисоких хребтів і окремих вершин сильно розчленовані численними притоками Бистриці-Надвірнянської і Пруту. В долинах цих рік у межах низькогір'я сформувалися улоговиноподібні розширення – Пнів-Надвірнянське і Делятинське.

6.4. Район середньогірного рельєфу Скибових Горганів

Описуваний район розміщений між долиною Мизунки на північному заході і вододілом поміж басейнами Пруту і Черемошу–Пістинки на південному сході. На північному сході він межує з низькогір'ям Скибових Горганів, на південному заході – з Вододільно-Верховинською областю.

У Скибових Горганах найчіткіше простежується тісний взаємозв'язок між рельєфом і структурно-літологічною зональністю. Простягання гірських хребтів з північного заходу на південний схід збігається з простяганням скиб і окремих лусок. Проте, на відміну від Бескидів, тут часто нема прямолінійної форми хребтів. Потужні відроги, які відходять від головних хребтів у різних напрямках, утворюють компактні гірські масиви. Дуже часто простежується асиметрія гірських хребтів – північно-східні схили крутіші, ніж південно-західні.

Значну роль у формуванні своєрідних ландшафтів Скибових Горганів відіграють потужні виходи яменських пісковиків у пригребеневих частинах хребтів, які утворюють великі поля кам'яних розчипищ. У рельєфі Скибових Горганів відображено й те, що вони є найактивнішим неотектонічним регіоном Скибових Карпат. Про це свідчить значна висота гір, велика амплітуда вертикального розчленування, слабка збереженість залишків давніх поверхонь вирівнювання, глибоко врізані поперечні долини з крутими схилами.

У районі середньогірних Скибових Горганів виділяють такі підрайони: Сехліський, Аршице-Яйко Ілемський, Чортківсько-Станимирський, Сивулянський, Пасічнянсько-Яремчанський, Довбушанський, Запрутських Горганів. Морфологічні відмінності рельєфу підрайонів пов'язані з приуроченістю їх до поздовжніх морфоструктур (скиб): північно-східна смуга пов'язана переважно з Орівською і Сколівською скибами, південно-західна зі скибами Парашки і Зелем'янки, частково Сколівською. Поперечні межі підрайонів проходять по долинах головних рік:

Мизунки, Свічі, Лімниці, Бистриці-Солотвинської, Бистриці-Надвірнянської та Пруту.

4.1. *Сехліський підрайон* займає межиріччя Мизунки–Свічі–Лімниці в межах Орівської і Сколівської морфоструктур. Від долини Мизунки Орівська морфоструктура розширюється з 5–6 до 8–10 км на межиріччі Свічі–Лімниці. Взаємовідношення між скибами тут ускладнені насувами різної амплітуди, особливо потужний насув скиби Парашки на Сколівську. Через це у рельєфі звужена Сколівська морфоструктура простежується не досить чітко.

Переважні абсолютні висоти в межах підрайону коливаються в межах 1 000–1 300 м. На межиріччі Мизунки–Свічі у рельєфі виділяють короткі хребти з вершинами Лиса (1 158,7 м), Кіголо (1 125,9 м), Щавна (1 173,0 м) і вершину з позначкою 1 232,0 м у верхів'ях потоку П'янка.

На межиріччі Свічі й Лімниці панівне положення займають хребти Сехліс (1 316,8 м) і Верхній Сехліс (1 356,0 м). Північно-східніше розміщений хребет з вершинами Стовп (1 079 м), Сивакова (1024 м), Під'явірник (1 200 м), південно-західніше – хребет Круглого Верху з максимальною абсолютною висотою 1 197 м, а також хребет з вершинами За Тодором (1 027 м) і Казарка (1 138 м).

Пісковики ямненської світи відслонені вузькими смугами у пригребеневій частині більшості хребтів. Провідну роль у їхній будові відіграють відклади еоцену (манявська, вигодська і бистрицька світи). Глибоко врізаними долинами головних рік, а також верхів'ями Чечви та Ілемки, підрайон розділений на порівняно невеликі за площею масиви блокового типу.

Підрайон добре заліснений, порівняно легко доступний по дорогах, які прокладені по долинах численних рік, і через це перспективний для рекреаційного освоєння.

4.2. *Аришце-Яйко Ілемський підрайон* приурочений до морфоструктур Парашки, Зелем'янки і Рожанки на межиріччях Мизунки–Свічі–Лімниці. Для підрайону характерна значна роз-

членованість гірських хребтів на окремі групи, особливо у найбільше розширеній тут морфоструктурі Зелем'янки. Найчіткіше виділяються гірські групи Яйко Ілемське, Молода, Грофа, Попада. Чітке „карпатське” простягання зберегли хребти Аршиця, Хом у морфоструктурі Парашки і хребет Розтока у морфоструктурі Зелем'янки.

Пригребеневі частини більшості хребтів і гірських груп приурочені до виходів масивних ямненських пісковиків, що сприяло утворенню великих полів кам'яних розситтів, компактності хребтів і окремих вершин, порівняно слабкому розчленуванню схилів.

Переважно на північно-східних схилах багатьох вершин збереглися сліди нівально-льодовикової обробки у вигляді лійкоподібних заглибин, що нагадують кари (вершини Грофа, Паренке, Попада). Ріки і потоки в межах підрайону мають переважно ущелиноподібні долини з крутими схилами.

Найбільші абсолютні висоти підрайону зосереджені у центральній частині (морфоструктура Зелем'янки) і коливаються в межах 1 300–1 700 м. Тут розташовані й найвищі вершини – Грофа (1 748,0 м), Попада (1 740,0 м), Паренке (1 736,4 м), Молода (1 723,0 м).

Північно-східніше (морфоструктура Парашки) і південно-західніше (морфоструктура Рожанки) абсолютні висоти зменшуються. Зі скибою Парашки пов'язаний найбільш масивний і компактний хребет Скибових Горганів – Аршиця з абсолютними висотами 1 400–1 550 м (найвищі вершини Горган Ілемський (1 586,9 м) і Верх Слобушниця (1 561,4 м)). Продовженням його на межиріччі Свічі й Мизунки є хребет Хом (1 344 м).

Південно-західніше, на межиріччі Мизунки і Свічі розміщений хребет Розтоки (найвищі вершини Городище Велике – 1 370,8 м і Менчул – 1 450,8 м), приурочений до скиби Рожанки, яка тут виклинює і перекрита насувом зони Кросно.

Аршице-Яйко Ілемський підрайон – один з унікальних у Скибових Горганах. Для збереження типових горганських ландшафтів тут бажано значно збільшити природоохоронні площі.

4.3. Чортківсько–Станимирський підрайон охоплює межиріччя Лімниці–Бистриці–Солотвинської–Бистриці–Надвірнянської в межах Орівської і Сколівської скиб. На межиріччі Лімниці–Бистриці–Солотвинської до підрайону належать морфоструктури хребта Гринькова (Орівська скиба) і хребта Верх Пасічний–Полецька (Сколівська скиба); на межиріччі обох Бистриць – морфоструктури хребтів Чортка (Орівська скиба) і Станимира (Сколівська скиба). У разі детального поділу ділянки межиріччя Лімниці–Бистриці–Солотвинської і обох Бистриць можна вважати окремими мікрорайонами.

Оскільки в будові підрайону, особливо Орівської морфоструктури, провідну роль відіграють аргіліти й алевроліти стрийської світи, то більшість гірських хребтів і вершин мають м'які обриси. Ямненські пісковики відслонені вузькими смугами переважно вздовж гребенів найвищих хребтів, які вкриті кам'яними розсипами. На хребтах Гриньків (1 254,8 м) і Чортка (1 257,3 м) простежуються видовжені поверхні з відносними висотами 400–500 м, які місцями змінені скелястими гребенями.

Обширніші ділянки кам'яних розсипів пов'язані зі схилами хребтів Верх Пасічний (1 296 м, 1 504 м) і Станимир (1 546,3 м).

Підрайон сильно розчленований численними ріками і потоками, що протікають часто по ущелиноподібних долинах з дуже крутими й урвистими схилами. Багато з них селенебезпечні. Головні ріки (Лімниця, Бистриця–Солотвинська, Бистриця–Надвірнянська) в межах підрайону мають порівняно широкі терасовані ділянки долин. Підрайон легко доступний і перспективний для рекреаційного освоєння.

4.4. Сивулянський підрайон займає найвищу частину Скибових Горганів і, відповідно, всіх Скибових Карпат. Він приурочений до скиб Парашки і Зелем'янки на межиріччі Лімниці і Бистриці–Надвірнянської. Максимальні абсолютні висоти Сивулянського хребта – г. Лопушна (Велика Сивуля), 1 836,0 м і Мала Сивуля – 1818,5 м. Північно-східніше розміщений хребет Матахів, що розпочинається на правобережжі Лімниці і поступово підвищується у південно-східному напрямі до г. Ви-

сока (1 803,6 м) і г. Ігровець (1 804,3 м). Пригребеневі поверхні і схили хребтів покриті кам'яними розсипами.

Вершини різноманітної форми. Гора Висока має вигляд піраміди і піднімається над вирівняною поверхнею хребта на 200 м. Гора Мала Сивуля складена нагромадженням брил ямненських пісковиків у формі конуса. На схилах г. Ігровець є заглибини з урвистими схилами, які більшість дослідників вважає льодовиковими карами.

До реліктових форм рельєфу в цьому підрайоні належать також численні безводні улоговини на південних схилах Сивулянського хребта, засипані уламковим матеріалом. Утворення їх пов'язують (Ромер, 1904) з активними процесами денудації внаслідок морозного звітрювання в періоди плейстоценових зледенінь.

Продовженням Сивулянського хребта на межиріччі обох Бистриць є хребет з вершинами Негрова (1 602,4 м), Короткан (1 675,4), Гавір (1 551,4), Максимець (1 489,0 м). Кам'яні розсипи поширені на схилах і на окремих вершинах. Більшість вершинних поверхонь зайнята полонинами (досить рідкісне явище для Горганів).

Південну частину підрайону займають хребти Кінець Горгану (1 580 м) і Таупширка (1 499,6 м), приурочені до скиби Зелем'янки, яка південно-східніше хребта Таупширка занурюється під олігоцені відклади зони Кросно і з'являється потім у долині р. Прут. Характерною особливістю обох хребтів є наявність вирівняних пригребеневих поверхонь шириною до 700–800 (хребет Кінець Горгану) і 150 м (Таупширка). Окремі вершини підняті над цією поверхнею на 40–50 м. Переважні абсолютні висоти цих поверхонь 1 450–1 550 м. Поверхня хребтів і схили вкриті кам'яними розсипами, криволіссям. Долини потоків, які розчленовують схили хребтів, мають V-подібну, місцями ущелино-подібну форму. На північно-східних схилах кам'яні розсипи часто змінені обвалью-осипними схилами. У верхів'ях р. Салатрук до русла підходить урвище – урочище Пекло.

Сивуляньський підрайон порівняно важкодоступний. Проте унікальні, іноді незаймані ландшафти приваблюють туристів. Через це на найближче майбутнє підрайон має перспективи для розвитку туристичної індустрії, правда з одночасним створенням і розширенням об'єктів заповідання.

4.5. *Пасічансько-Яремчанський підрайон* розміщений на межиріччі Бистриці-Надвірнянської і Пруту в межах Орівської морфоструктури, яка в цьому регіоні має максимальну ширину – до 14 км. У будові підрайону провідну роль відіграють відклади стрийської світи верхньої крейди. Масивні яменські пісковики відслонені вузькими смугами переважно у південно-східній частині підрайону.

У рельєфі добре простежуються два пасма, представлені невеликими хребтами або окремими невеликими масивами з куполоподібними вершинами. Південно-західний хребет добре фіксований вершинами Пасічанка (1 212,8 м), Підсмеречек (1 251,6 м), Синечка (1 400,9 м), Підбуковець (1 223,5 м). Північно-східна частина підрайону складається з окремих масивів, орієнтованих у „карпатському” напрямі й фіксованих вершинами Студена Клева (1 046,7 м), Вавторова (1 059,0 м), від яких у різних напрямках відходять численні невисокі відроги. У південно-східній частині підрайону пригребеневі частини схилів укриті кам'яними розсипами, трапляються обвальні ділянки біля г. Синечка, скельні відслонення висотою 3–20 м (г. Пірс-Дора).

Територія сильно розчленована численними ріками і потоками, які часто мають вигляд невеликих ущелин. У руслах часто простежуються пороги, водоспади.

Значна частина території підрайону належить до Карпатського національного природного парку. На ній діє багато санаторіїв, туристичних баз (Делятин, Дора, Яремча, Ямна, Микуличин).

4.6. *Довбушанський підрайон* охоплює межиріччя Бистриці-Надвірнянської–Пруту у межах морфоструктур Сколівської і Парашки. До Сколівської морфоструктури у підрайоні належить група масивних вершин Козя (1 420,3 м), Товста (1 399,6 м) та ін.

Продовженням цих масивів у південно-східному напрямі до долини р. Прут є хребет Явірник (1 243 м). Пригребенева частина схилів масивів Козя і Товстої, а також північно-західна частина хребта Явірник приурочені до смуги ямненських пісковиків і вкриті кам'яними розсипами. На північному схилі хребта Явірник відслонення ямненських пісковиків утворили урвищу стінку.

Південніше розміщений один з найтиповіших горганських хребтів – Довбушанка (найвищі вершини – Довбушанка, 1 754,6 м, Ведмежик, 1 736 м), який сформувався на південній смузі ямненських пісковиків скиби Парашки. Серед інших горганських хребтів він вирізняється масивністю, різкістю форм (структурні уступи, урвища), великими полями кам'яних розсипів.

Північно-західніше до долини Бистриці-Надвірнянської розміщені великі масиви Скалки Нижні і Скалки Верхні, а також масив з конусоподібною вершиною Поленський (1 693 м), схили яких покриті переважно великобриловими розсипами.

На південному сході, до долини р. Прут, продовженням хребта Довбушанки є хребет Синяка (1 665,2 м)–Хом'яка (1 542 м), які розділені ущелиноподібною долиною Зубрівки (один з витоків Зелениці) з урвищними берегами. Вздовж гострого скелястого гребеня, який з'єднує вершини Синяк і Малий Горган, у ямненських пісковиках утворилося ровоподібне зниження.

Підрайон сильно розчленований притоками Бистриці-Надвірнянської, Пруту, Зелениці, Прутця-Яблунецького та ін. Багато потоків селенебезпечні.

Значна частина території Довбушанського підрайону належить до державного заповідника „Горгани” (площа 5 341 га).

4.7. Підрайон Запрутських Горганів займає правобережну частину басейну р. Прут і охоплює морфоструктури, які сформувалися на скибах Орівській, Сколівській, Парашки і Зелем'янки. Скиби Сколівська і Зелем'янки на правобережжі р. Прут занурені і перекриті, відповідно, скибою Парашки й олігоценними відкладами зони Красно.

Орівська морфоструктура займає більше половини території Запрутських Горганів. Ширина вздовж долини р. Прут

становить близько 12–14 км. У рельєфі простежується декілька хребтів карпатського простягання, приурочених до окремих складок (лусок), у будові яких домінує дрібноритмічний фліш стрийської світи.

У північній частині підрайону є хребет з куполоподібними вершинами Яворова (947,0 м), Рокита Велика (1 110,7) і Рокита Мала (1 105,9 м), у пригребеневих частинах яких чітко виділені вирівняні поверхні. Південніше, на правобережжі Прутця-Чемеговського, простягається хребет з вершинами Маковиця (984,5 м), Чемеговська (1 127,2 м), Штав'єра (1 122,9 м), у будові якого, крім відкладів стрийської світи, беруть участь яменські пісковики і повний комплекс оценового флішу. Ще одне пасмо, приурочене до Орівської скиби, простежується на лівобережжі Прутця-Чемеговського куполоподібними вершинами Хега (1 117,0 м), Шекелювка (1 284,0 м), урочище Під Бердами (1 301,8 м), гребені і північні схили яких укриті кам'яними розсипами.

Південна частина підрайону Запрутських Горганів пов'язана зі звуженими скибами Сколівською, Парашки і Зелем'янки (скиби Сколівська і Зелем'янки тут занурюються і виклинюються). У рельєфі це хребти, пригребеневі частини яких складені яменськими пісковиками. Хребти мають скелясті гребені, на схилах і гребенях – кам'яні розсипи. До Сколівської скиби приурочений хребет Чорного Погару (1266 м), до скиби Парашки – хребет з вершинами Гребінь (1 040 м), Кобила (1 336,8 м), урочище Польє (1 426 м), до скиби Зелем'янки – хребет Ворохтинський з вершинами Ворохтинська (1 325,5 м) і Китилувка (1 382,9 м). Долина Прутця-Чемеговського розділяє підрайон Запрутських Горганів на два мікрорайони, в яких добре помітні морфологічні відмінності, пов'язані зі структурно-літологічними особливостями. Вигідне положення Запрутських Горганів (добре освоєна долина р. Прут, Карпатський національний природний парк) робить його перспективним для інтенсивного рекреаційного освоєння.

6.5. Район низькогірного рельєфу Покутсько-Буковинських Карпат

Низькогірний рельєф сформувався на Бориславсько-Покутському покриві Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Східніше межиріччя Пруту і Пістинки структури покриву виходять на поверхню у вигляді антиклінальних складок, ядра яких складені стійкими відкладами стрийської (верхня крейда) і яменської (палеоцен) світ.

У рельєфі чітко простежуються антиклінальні хребти і синклінальні долини. Вони утворюють декілька низькогірних гірських ланцюгів з переважними абсолютними висотами 700–900 м. Абсолютні й відносні висоти збільшуються від краю вглиб гір. Найяскравіше у рельєфі виділені такі низькогірні ланцюги: Дубовий–Лебедин–Кам'янистий, Вижницько–Берегометський, Карматура–Хоменський–Кругла, Брусний–Сокільський–Рожен–Баньків, Плоский–Магура–Галечки Великі, Максимець–Кінашка.

Ширина Покутсько-Буковинського низькогір'я зменшується з північного заходу на південний схід з 15 до 10–5 км у Буковинській частині.

За особливостями рельєфу район розділений на два підрайони: Покутське низькогір'я і Буковинське низькогір'я, межею між якими слугує долина р. Черемош.

5.1. *Покутське низькогір'я* дуже чітко виділене морфоструктурами, що сформувалися на антиклінальних складках. Однорівневої висоти хребти і куполоподібні вершини відповідають відпрепарованим денудацією ядрам складок. Звертають увагу на те, що ці хребти порівняно молоді (Карматурська верхньопліоценова поверхня вирівнювання, Гофштейн, 1995), і процеси денудації не встигли замаскувати елементи структури.

Від краю Карпат до Орівського насуву виділяють такі антиклінальні хребти (морфоструктури): Лебедина–Кам'янистого, Карматури–Хоменського, Брусного–Сокільського–Рожен, Плоского–Глинистого і Максимця.

До Передкарпаття хребет Лебедина–Кам'янистого підходить добре вираженим орографічним уступом висотою від 250 до 350 м. Усереднені абсолютні висоти хребта коливаються в межах 600–800 м (г. Михалків, 812,4 м).

Углиб гір абсолютні висоти хребта поступово збільшуються. У морфоструктурі Карматури–Хоменського – 700–800 м (максимальні – 909,6 і 873,9 м), у морфоструктурі Брусного–Сокільського–Роженя – 750–850 м (максимальна – 957,6 м), у морфоструктурі Плоского–Глинистого – 850–1 000 м (г. Буковець Річківський, 1 059 м – максимальна висота для всього Покутського низькогір'я), у морфоструктурі Максимця – 850–950 м (г. Максимець, 981 м, г. Стручків, 998,9 м).

Хребти розділені поздовжніми долинами, які сформувалися у синклінальних зниженнях, виповнених олігоценовими і міоценовими відкладами. Долини поперечних рік розділяють хребти на окремі відрізки (блоки).

Підрайон Покутського низькогір'я порівняно добре освоєний людиною, значні площі займають сільськогосподарські угіддя і населені пункти. Тут досить інтенсивно розвиваються сучасні геоморфологічні процеси (природні та природно-антропогенні), зокрема площинна й лінійна ерозія, зсуви.

У підрайоні створено НПП „Гуцульщина”. Досить давно й успішно розвивається туристична галузь, великі перспективи для комплексного рекреаційного освоєння.

5.2. *Буковинське низькогір'я* охоплює територію на схід від долини Черемошу до кордону з Румунією. Складки Покутського покриву тут звужуються, зливаються між собою і виклинюються (Кам'янистий і Карматура). Їхнім продовженням є Виженська антикліналь.

Орографічним продовженням складок Брусного і Плоского у Буковинському низькогір'ї є хребти Бенків–Галечки Малі і Магура–Перехресток–Галечки Великі. Складка Максимця на межиріччі Черемошу–Сірету представлена гірським ланцюгом Черешніва–Кінашки.

Серед ознак відмінності цього регіону від Покутського низькогір'я виділяють такі: густе ґратчасте розчленування, менш

виразна структурно-морфологічна залежність, значно вища за лісеність і менша освоєність людиною.

У крайових Вижницько-Берегометських хребтах нараховують до п'яти літоморфних пасом (Лящук, 1963), висота яких від краю гір зростає з 700–750 до 800–850 м (г. Ложечани, 896 м, г. Геролуй, 866,6 м). До Передкарпаття вони підходять орографічним уступом висотою до 200 м. Хребет Баньківа і Галечок Малих є ніби продовженням хребтів Сокільського і Роже-на Покутського низькогір'я. Абсолютні висоти перевищують 800 м (г. Верхоріччя, 834 м, г. Галечки Малі, 875 м).

Гірський ланцюг Магури–Перехрестка–Галечок Великих сформувався на буковинському продовженні складки Плоского. Абсолютні висоти – 900–1 000 м, максимальні – г. Магура (1 010,0 м) і г. Перехресток (1 012,6 м).

Максимум абсолютних висот приурочений до морфоструктури Кінашки, яка утворилася на продовженні складки Максимця. Абсолютна висота Кінашки – 1 081,5 м – є максимальною для всього Покутсько-Буковинського низькогір'я.

За деякими відмінностями у морфології рельєфу підрайон можна розділити на дрібніші таксономічні одиниці (мікрорайони) поперечними долинами Черемошу, Сірету і Малого Сірету. Зокрема, М. Кожуріна (1958), а за нею і Б. Лящук (1963), в околицях Красноільська виділили регіон низькогірного рельєфу екзотичних вапнякових скель.

Мальовничі ландшафти Буковинського низькогір'я перспективні для рекреаційного освоєння і потребують значного збільшення площі природоохоронних територій. У підрайоні створено Вижницький національний природний парк площею усього 7 928 га.

6.6. Район середньогірного рельєфу скибових Покутсько-Буковинських Карпат

Цей район розміщений між Прут-Черемоським вододілом на північному заході і кордоном з Румунією на південному сході в межах морфоструктур Парашки й Орівської. На півночі район

межує з Покутсько-Буковинським низькогір'ям, на півдні – з Ворохта-Путильським низькогір'ям Вододільно-Верховинських Карпат.

Для району характерні добре виражена асиметрія гірських хребтів, значне вертикальне і горизонтальне розчленування, переважання вузьких і глибоких річкових долин, наявність великих за розмірами водозбірних лійок (котлів) у верхів'ях, переважання вузьких хребтів, часто зі скелястими гребенями, у покутській частині і масивних хребтів із зубчастими гребенями у буковинській частині району.

За морфологічними ознаками, морфоструктурними і морфоскульптурними особливостями район середньогірного рельєфу скибових Покутсько-Буковинських Карпат розділяють на два підрайони: Покутське середньогір'я і Буковинське середньогір'я. Межа між ними проходить по долині р. Черемош.

6.1. Покутське середньогір'я між вододілом Пруту–Черемошу і долиною р. Черемош приурочена до скиб Орівської і Парашки. Орівська скиба на цій ділянці різко звужена з 8–10 до 3–5 км, з південного заходу її перекриває скиба Парашки, а в північно-східному напрямі вона насунена на Покутський покрив. З Орівською скибою пов'язаний гірський ланцюг, який з північного заходу на південний схід фіксований вершинами Лисина Космацька (1 465,0 м), Грегит (1 472,0), Чорний Грунь (1 387,5), хребтом Ігрець (1 311,8), хребтом Буковець з вершинами Копилат (1 155,5) і Писаний Камінь (1 221,4 м).

Із розміщеною південніше морфоструктурою Парашки у межах підрайону пов'язана найвища частина Покутсько-Буковинського середньогір'я. У рельєфі гірський ланцюг фіксований з північного заходу на південний схід такими вершинами: Гордя Доброківська (1 356,8 м), Гордя (1 478,7), Версалем (1 406,7), Ротило (1 483,2 – найвища вершина Покутсько-Буковинських Карпат), Габорянська (1 444,5), Біла Кобила (1 476,9 м). Більшість вершин має гострокутну форму, іноді у вигляді конуса (г. Ротило), вкрита кам'яними розсипами. Кам'яні розсипи покривають також значні площі

схилів. Через це ландшафт Покутського середньогір'я близький до горганського типу.

6.2. Буковинське середньогір'я розміщене поміж долиною р. Черемош і кордоном з Румунією, охоплює морфоструктури Орівську і Парашки. З Орівською морфоструктурою пов'язані два паралельні хребти, що приурочені до двох паралельних складок (лусок) і розділені вузькою синклінальною Писаного Каменю.

Північне пасмо простежується через вершини Садниста (1 143,3 м), хребет Букова (1 080,2 м), Петроушна (1 139,6 м). Південне пасмо з північного заходу на південний схід фіксоване хребтами Бочкова (1 240,0 м), Травена (1 221,7) і Томнатика (1 159,9 м). У будові хребтів переважає дрібноритмічний фліш стрийської світи, через що у більшості хребтів сформувалися пригребеневі пологовишуклі поверхні на абсолютних висотах 900–1 100 м.

Зі скибою Парашки пов'язані також два паралельні пасма. Північне пасмо складається із хребтів Чіохелька (1 347,0 м) і Чимірна (1 306,9 м), які мають вигляд суцільних валів із зубчастими вершинами. На південному пасмі є максимальні абсолютні висоти Буковинських Карпат. З північного заходу на південний схід у ньому простежуються хребти Ракова (1 287,7 м), Осередка (1 365,6 м) і Шурдин (1 377,4 м). Хребет Ракової–Осередка – асиметричний, південні схили – східчасті. Хребет Шурдин вирізняється масивністю, симетричною будовою, численними відгалуженнями.

Підрайон сильно розчленований поперечними і поздовжніми долинами, слабо освоєний господарсько, однак через мальовничі ландшафти надзвичайно перспективний для рекреаційних потреб.



Монографія присвячена комплексній геоморфологічній характеристиці Скибових Карпат. Вона є третьою із серії „Рельєф України”, започаткованої кафедрою геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка.

Скибові Карпати – геоморфологічна область у межах Карпатської гірської країни, провінції Східні Карпати, підпровінції Лісисті (Українські) Карпати – є одним з унікальних за природними особливостями регіоном Українських Карпат, надзвичайно перспективним для використання у рекреаційних цілях.

У перших двох розділах роботи описано коротку історію геолого-геоморфологічного вивчення регіону, схарактеризовано загальні риси рельєфу. Простежено чітку залежність рельєфу від поздовжньо-зональної структури і літології Карпат. Гірські хребти північно-західного–південно-східного простягання приурочені до окремих скиб і мають асиметричну будову – круті північно-східні похиліші південно-західні схили.

В орографії Скибових Карпат, крім поздовжньо-зонального розміщення головних структурно-орографічних елементів, чітко виділені три поперечно-блокові масиви: Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати.

Морфоструктурний аналіз, розглянутий у третьому розділі, виконано з дотриманням загальноновизнаних положень про те, що морфоструктура (геоморфологічна структура) – це комплекс форм рельєфу і геологічної структури, історично пов’язаних у єдине ціле спільністю умов розвитку. Для виділення морфоструктур за основу взято одиниці поділу, розроблені Ю. Мещеряковим (1965), П. Цисем (1968), В. Палієнко, І. Соколовським (1979), В. Палієнко (1991), Я. Кравчуком (1971, 1999), Р. Сливкою (1971, 2001). Отже, Скибові Карпати є морфоструктурою першого порядку. Морфоструктури другого порядку, пов’язані з верхнім структурним крейдово-палеогеновим флішовим ярусом, – це окремі гірські хребти і ланцюги, приурочені до таких окремих скиб: Берегової, Орівської, Ско-

лівської, Парашки, Зелем'янки і Рожанки. Поперечними долинами ці хребти розділені на окремі блоки – морфоструктури третього і четвертого порядку. Крім того, морфоструктурами третього і четвертого порядків є окремі хребти і поздовжні долини, пов'язані із складками нижчого порядку (луски).

Наведено досить детальну характеристику структурно-геоморфологічних елементів різних порядків.

У характеристиці морфоскульптури особливу увагу звернуто на реліктові форми рельєфу – поверхні вирівнювання, давні поздовжні долини, форми нівально-льодовикової обробки. Досить повно проаналізовані річкові долини головних рік Скибових Карпат (Дністра, Стрию, Свічі, Лімниці, Бистриці-Солотвинської, Бистриці-Надвірнянської, Пруту, Пістинки, Рибниці, Черемошу та їхніх головних приток). Зокрема, аналіз терасових комплексів дав фактичний матеріал для розкриття окремих етапів розвитку рельєфу.

Під час розгляду історії розвитку рельєфу Скибових Карпат увагу звернуто на дискусійні проблеми щодо формування давніх поверхонь вирівнювання, розвитку річкових долин, поширенню форм рельєфу з нівально-льодовиковою обробкою. Розглянуто також деякі проблемні питання розвитку рельєфу на ранніх етапах розвитку.

Короткий аналіз характеру розвитку і поширення сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів свідчить про залежність інтенсивності їхнього розвитку від типологічних особливостей рельєфу. Особливо чітко динаміку сучасних екзогенних рельєфоутворювальних процесів можна зіставити з морфоструктурами різних порядків, які переважно збігаються з таксономічними одиницями геоморфологічної регіоналізації. Інша характерна закономірність для всіх морфоструктурних зон Українських Карпат – висотна поярусна диференціація рельєфоутворювальних процесів.

З аналізу кількісних показників темпу денудації та інтенсивності тектонічних рухів зроблено висновок, що сучасний рельєф, як елемент складної природної системи, має динамічну рівновагу, здатну до саморегулювання.

Коротко схарактеризовано генетичні типи сучасних екзогенних геоморфологічних процесів, що найбільше поширені у Скибових Карпатах: площинний змив, лінійний розмив, зсувні, обваль-но-осипні, селеві.

Завершальним розділом комплексної геоморфологічної характеристики є геоморфологічна регіоналізація Скибових Карпат. Геоморфологічні райони і підрайони у межах підобластей Бескиди, Горгани і Покутсько-Буковинські Карпати виділено на підставі детального морфоструктурного аналізу. Таксономічні одиниці вищого рангу (підобласті, райони) виокремлені з переважанням чинника поздовжнього структурно-літологічного поділу, хоча важливу роль відіграє і поперечний (блоковий) поділ Скибових Карпат. Основа для виділення геоморфологічних підрайонів були морфоструктури третього і четвертого порядків, які утворюють типологічні комплекси з характерними рисами не тільки морфоструктури, а й морфоскульптури.



The monograph is devoted to the complex geomorphological characteristic of the Skyb Carpathians. This is the third book published within the series entitled „Relief of Ukraine”, initiated by the department of geomorphology and paleogeography at the Ivan Franko National University in Lviv.

Skyb Carpathians is a geomorphological region within the Carpathian mountainous country with provinces of Eastern Carpathians and subprovinces of Forested (Ukrainian) Carpathians. This is one of the unique regions of the Ukrainian Carpathians (due to its natural peculiarities) which appears to be very promising to be utilized for recreational purposes.

The first two chapters present a brief history of geomorphological studies of the region containing the general characteristics of the relief. A distinct dependence of the relief on the longitudinal and zone structure and on the litology of the Carpathians has been observed. The mountain ranges of North-West–South-West stretching coincide with separate skybs and have got an assymetric structure, i.e., abrupt North-Eastern slopes and more level South-Western slopes.

The orography of the Skyb Carpathians, apart from longitudinal and zonal arrangement of the main structural and orographic elements, distinctly contains three transverse lateral massives such as Beskyds, Gorganys and Pokutsko-Bukovynsky Carpathians.

Morphostructural analysis presented in the third chapter has been carried out in accord with conventional rules stating that morphostructure (geomorphological structure) is a complex of the relief forms and of the geological structure, which are historically linked into a single unity due to the common conditions of their development. In order to distinguish the morphostructures, the units of division have been taken that were elaborated by Yu. Mesheryakov (1965), P. Tsys (1968), V. Palyenko, I. Sokolovskiy (1979), V. Palyenko (1991), Ya. Kravchuk (1971, 1999), R. Slyvka (1971, 2001). Thus, the Skyb Carpathians are a morphostructure of the first order. The morphostructures of the second order connected

with the upper structural chalk-paleogenic flysh tiers turn out to be separate mountain ranges and chains coinciding with the following separate skybs: Beregova, Oryvska, Skole, Parashka, Zelemyanka and Rozhanka. These ranges are divided by transverse valleys into separate block, i.e., morphostructures of third and fourth order. Moreover, the morphostructures of the third and fourth order turn out to be separate ranges and longitudinal valleys, linked with the flexures of the lower order (lusks).

Structural and geomorphological elements of different order have been characterized in every detail.

While, characterizing the morphostructure, a special attention has been paid to the relict forms of the relief such as the surfaces of levelling, ancient (old) longitudinal valleys, the forms of nival-glacial treatment. Quite complete analysis has been made regarding the river valleys of the Skyb Carpathians (Dnister, Stryi, Svycha, Lymnytsya, Bystrytsya of Solotvyno, Bystrytsya of Nadvyrna, Prut, Pystynka, Rybnytsya, Cheremosh and other main tributaries).

Particularly, the analysis of the terrace complexes provided us with the factual materials necessary for investigating separate periods of the relief development.

Investigating the history of the relief development of the Skyb Carpathians, special attention has been paid to the debatable problems concerning the formation of the ancient (old) surface of levelling, the development of river valleys, extension (spreading) of the forms of relief with the nival – glacial treatment. Some problematic issues concerning the relief development at the early stages of their development have been described as well.

A brief analysis of the character of the development and extension (spreading) of modern exogenic relief-forming processes testifies to the dependence of the intensity of their development on the typological peculiarities of the relief. Especially distinctly the dynamics of the modern exogenic relief-forming processes may be compared with the morphostructures of different order, that mainly coincide with the taxonomic units of geomorphologic regionalization. Another objective regularity for all morphostructural zones of the Ukrainian Carpathians turns out to be the altitudinal tier differentiation of relief-forming processes.

Having analysed the quantitative indexes of the tempo of denudation and the intensity of tectonic movements we have come to a conclusion that the modern relief, being an element of the complex natural system, possesses a dynamic equilibrium capable of selfregulating.

Brief characteristics have been given to the genetic types of the modern exogenic geomorphological processes that are the most widespread in the Skyb Carpathians, i.e., plane wash away, linear erosion, slip down, landslide and scatter, sill (earthflow).

The final chapter of the complex geomorphological characteristic concerns the geomorphological regionalization of the Skyb Carpathians. Geomorphological districts and subdistricts within the subregions of the Beskyds, Gorgany and Pokuttya-Bukovynsky Carpathians have been separated based on a detailed morphostructural analysis. Taxonomic units of the higher order (subregions, districts) have been separated with the domineering of longitudinal structural-lithographic deviation, though the transversal (lateral) deviation of the Skyb Carpathians plays an important role.

The basis for distinguishing geomorphological subdistricts were the morphostructures of third and fourth orders that form typological complexes having characteristic features of not only the morphostructure and morphoculture.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Адаменко О.М., Рудько Г.И.* Основы экологической геологии. К., 1995.
- Адаменко О.М., Рудько Г.И.* Екологічна проблема та інформаційно керуючі комп'ютерні системи екологічного моніторингу Прикарпаття // Матеріали всеукр. конф. з геоінформ. технологій. К., 1997.
- Алферьев Г.П.* Некоторые соображения о молодых движениях Карпат // Тр. Львов. геол. об-ва. 1948. Вып. 1.
- Алферьев Г.П.* Тектоническое строение западных областей УССР // Геол. сб. 1958. № 5-6.
- Богданов А.А.* Основные черты тектоники Восточных Карпат // Геол. сб. 1949. № 40.
- Болюх О.И., Канаш А.А., Кит М.Г., Кравчук Я.С.* Стационарное изучение плоскостного смыва в Предкарпатье. Львов, 1976.
- Бондарчук В.П.* Тектонічний поділ Радянських Східних Карпат // Геол. журн. 1954. Т. 14. Вип. 2.
- Бондарчук В.П.* Радянські Карпати. К., 1956.
- Бондарчук В.П.* Тектоника Карпат // Тр. Ин-та геол. наук АН УССР. 1962. Вып. 10.
- Вялов О.* Глубинные разломы и тектоника Карпат // Геол. сб. 1965. № 9.
- Геодинамика Карпат / За ред. В. Глушка і С. Круглова. К., 1985.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат // Под ред. В. Глушка и С. Круглова. М., 1971.
- Геология СССР. Т. 48: Карпаты, Ч. 1. Геологическое описание / Гл. ред. Н. Сидоренко. М. 1966.
- Геоморфология осевой зоны Восточных Карпат / Под ред. Г.С. Анянueva. М., 1981.
- Герасимов И.П.* Новые пути в геоморфологии и палеогеографии. М., 1976.

- Герейчук К.И. Опыт геоморфологического анализа тектоники Прикарпатья // 1956. Т. 88. Вып. 1.
- Герейчук К.И., Демедюк М.С., Здебюк М.В. До четвертинної палеогеографії Сянсько-Дністровського межиріччя // Палеогеограф. умови території України в пліоцені та антропогені. К., 1966.
- Глушко В.В. Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов. М., 1968.
- Гофштейн И.Д. Неотектоника і морфогенез верхнього Придністров'я. К., 1962.
- Гофштейн И.Д. Неотектоника Карпат. К., 1964.
- Гофштейн И.Д. О педиментах в Польсько-Словацких и Украинских Карпатах // Геоморфология. 1985. № 2.
- Гофштейн И.Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат. К., 1995.
- Демедюк Н.С. Древние поверхности выравнивания Украинских Карпат // Геоморфология. 1982. № 3.
- Доленко Г.Н. Геология нефти и газа Карпат. К., 1962.
- Жуков М.М. Неотектонические поперечные преобразования Советских Карпат // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 7.
- Иванов Б.Н. Следы оледенения Украинских Карпат // Наук. зап. Чернів. ун-ту. Сер. геол., геогр. 1950. Т. 8. Вип. 2.
- Иванов Б.Н. До питання про розвиток рельєфу Карпат у четвертинному часі // Праці експед. Чернів. ун-ту. 1956. Т. 3.
- Ермоленко Ю.А. О геоморфологических особенностях Бескид // Докл. и сообщ. Львов. отдел. ГО УССР за 1964 год. Львов, 1965.
- Ермоленко Ю.А. Геоморфология Бескид: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1967.
- Ермоленко Ю.А., Мигак А.Г., Герцюк Д.Д. Влияние особенностей глубинной тектоники на формирование морфоструктур зоны надвига Скибовых Карпат на внутреннюю зону Предкарпатского прогиба // Вестн. Львов. ун-та. Сер. геогр. 1986. Вып. 15.
- Климашевский М. Развитие Западных Карпат // Природа. 1956. № 7.

- Ковальчук *И.П.* Эколого-геоморфологический анализ флювиальных систем региона: Автореф. дисс. ... д-ра геогр. наук. М., 1993.
- Ковальчук *І.П.* Регіональний еколого-геоморфологічний аналіз. Львів, 1997.
- Ковальчук *И.П.*, Кравчук *Я.С.* Многолетняя динамика экзогенных рельефообразующих процессов // Основные проблемы теор. геоморфологии. Новосибирск, 1985.
- Ковальчук *І.*, Кравчук *Я.* Кафедрі геоморфології Львівського національного університету – 50 // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2001. Вип. 28.
- Кожуріна *М.С.* Геоморфологічна будова долини р. Прут у Прикарпатті // Праці експед. Чернів. ун-ту. 1956. Т. 4.
- Кожуріна *М.С.* Деякі питання геоморфології долини р. Прут // Наук. зап. Чернів. ун-ту. Сер. геол. 1958. Т. 13. Вип. 1.
- Кравчук *Я.С.* Современные геоморфологические процессы на территории Делятинского лесокombината // Основные проблемы изучения и использования производственных сил Украинских Карпат. Львов, 1967.
- Кравчук *Я.* Геоморфология Пригорганского Предкарпатья: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1971.
- Кравчук *Я.С.* Деякі питання генезису і віку поверхонь вирівнювання Українських Карпат // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1975. С. Вип. 9.
- Кравчук *Я.С.* Залежність сучасних геоморфологічних процесів від типологічних особливостей рельєфу // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1982. Вип. 13.
- Кравчук *Я.С.* Рельєфоутворюючі процеси і їх динаміка в Українських Карпатах і прилеглих територіях // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1984. Вип. 14.
- Кравчук *Я.* Географічні дослідження Українських Карпат у ХІХ–першій половині ХХ століття: теоретичні та прикладні проблеми // Українська геоморфологія – стан і перспективи: Матеріали міжнар. наук.-практ. конф. Львів, 1997.
- Кравчук *Я.* Геоморфологія Передкарпаття. Львів, 1999.
- Кравчук *Я.С.* Вивчення Українських Карпат львівськими геоморфологами // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 2001. Вип. 28.

- Кравчук Я.* Кафедра геоморфології і палеогеографії Львівського національного університету імені Івана Франка (1950–2004) // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів.
- Кравчук Я.* Львівська географія за 120 років: історія, персоналії, наукові напрями і школи // Матеріали міжнар. конф. до 120-річчя географії у Львів. ун-ті (24–26 вересня 2003 року). Львів, 2003.
- Кравчук Я.С., Зінько Ю.В.* Геоморфологічна карта Львівської області. М.: ГУГК, 1989.
- Кравчук Я.С., Зінько Ю.В.* Геоморфологічна карта Івано-Франківської області. М.: ГУГК, 1990.
- Кравчук Я., Іваник М.* Морфоструктурний аналіз Зовнішніх (Скибових) Карпат // Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. Львів, 2004.
- Кульчицкий Я.О.* Схема тектонического районирования Восточных Карпат // Геол. строение и нефтегазоносность Запада и Юга Украины. Киев, 1958.
- Ладыженский Н.Р.* Геология и газонефтеносность Советского Предкарпатья. Киев, 1955.
- Лящук Б.Ф.* Геоморфология Покутско-Буковинских Карпат: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1963.
- Лящук Б.Ф.* Сучасні геоморфологічні процеси та заходи щодо їх стабілізації в Покутських Карпатах // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1982. Вип. 13.
- Марков К.К.* Основные проблемы геоморфологии. М., 1948.
- Мигак А.Г.* Глибинна будова, перспективи нафтоносності Українських Карпат та Передкарпатського прогину за результатами аерокосмогеологічних методів досліджень: Автореф. дис. ... канд. геол. наук. К., 1998.
- Мельник А.В.* Основи регіонального еколого-ландшафтознавчого аналізу. Львів, 1997.
- Мельник А.В.* Екологічна оцінка ландшафтів Українських Карпат: досвід, проблеми, перспективи // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1998. Вип. 21.

- Мельник А. Українські Карпати: еколого-ландшафтознавче дослідження. Львів, 1999.
- Мещераков Ю.А. Структурная геоморфология равнинных стран. М., 1965.
- Палиєнко В.П. Отражение динамики блоков фундамента в новейшей тектонике и современном рельефе // Геотектоника Волино-Подолья. К., 1991.
- Палиєнко В.П., Соколовский И.Л. Опыт классификации морфоструктур Украинских Карпат // Физ.география и геоморфология. 1979. Вып. 21.
- Природа Івано-Франківської області / За ред. К.І. Геренчука. Львів, 1973.
- Природа Львівської області / За ред. К.І. Геренчука. Львів, 1972.
- Природа Українських Карпат / За ред. К.І. Геренчука. Львів, 1968.
- Природа Чернівецької області / За ред. К.І. Геренчука. Львів, 1978.
- Пуцаровський Ю.М. Очерк тектоники Внешней антиклинальной зоны Восточных Карпат // Бюлл. отд. геологич. 1951. Т. 26 (6).
- Раскатов Г.И. Основные этапы формирования рельефа и новейшая тектоника Восточных Карпат в пределах СССР. Землеведение // Сб. МОИП. Новая сер. 1957. Т. 4.
- Рудницький С. Знадоби до морфології карпатського сточища Дністра // Зб. матем.-природ. секції НТШ. 1905. Т. 10.
- Рудницький С. Знадоби до морфології Підкарпатського сточища Дністра // Зб. матем.-природ. секції НТШ. 1907. Т. 2.
- Рудницький С. Основи морфології і геології Підкарпатської Русі і Закарпаття взагалі. Ужгород, 1925.
- Рудько Г.І. Геодинаміка та прогноз небезпечних геологічних процесів в Українських Карпатах // Геодинаміка гірських систем Європи: Тези доп. Міжнар. симпозіуму. Львів, 1994.
- Рудько Г.І. Методика аналізу рельєфу Українських Карпат на основі геодинамічної моделі // Сучасний стан та перспективи розвитку геоморфології, неотектоніки та палеогеографії антропогену України. К., 1996.

- Рудько Г.І.* Природні умови екологічного моніторингу Карпатського регіону // Екологічний моніторинг геологічного середовища. К., 1996.
- Рудько Г.* Техногенно-екологічна безпека геологічного середовища (наукові та методичні основи). Львів, 2001.
- Рудько Г., Кравчук Я.* Інженерно-геоморфологічний аналіз Карпатського регіону України. Львів, 2002.
- Скварчевська Л.В.* Геоморфология долин рек Стрия и Опора: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1956.
- Скварчевская Л.В.* К геоморфологии долин рек Стрия и Опора // Геогр. сб. 1956. Вып. 3.
- Славин В.* О тектоническом районировании западных областей Украины // Геол. сб. 1958. № 5–6.
- Сливка Р.* Геоморфология Водораздельно-Верховинских Карпат: Автореф. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1971.
- Сливка Р.О.* Про сельвий стік в Українських Карпатах та методи його регулювання // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геогр. 1994. Вип. 19.
- Сливка Р.О.* Геоморфология Вододільно-Верховинських Карпат. Львів, 2001.
- Сливка Р.О., Голояд Б.Я., Паневник В.М.* Ерозійно-денудаційні процеси в Українських Карпатах. Івано-Франківськ, 1995.
- Сомов В.И., Рахимова И.Ш.* Современные движения земной коры Карпато-Балканского региона и сопредельных структур. К.: Наукова думка, 1983.
- Стиридонов А.И.* Денудационные и аккумулятивные поверхности южного склона Украинских Карпат // Бюлл. отд. геологич. 1952. Т. 27. Вып. 1.
- Стадницький Д.Г.* Геоморфология Горган: Автор. дисс. ... канд. геогр. наук. Львов, 1964.
- Стадницький Д.Г.* До питання про плейстоценове зледеніння та походження кам'яних розсипів у Горганах // Доп. та повідомл. Львів. ун-ту. 1959. Вип. 8. Ч. 2.

- Стадницький Д.Г., Кравчук Я.С. Деякі закономірності розвитку та поширення шкідливих геоморфологічних процесів у Горганах і прилеглий частині Передкарпаття // Геогр. зб. 1969. № 9.
- Стадницький Д.Г., Кравчук Я.С. Геолого-географічні передумови розвитку і поширення сучасних стихійних процесів в Українських Карпатах // Геогр. проблеми Укр. Карпат і Поділля: II з'їзд Геогр. т-ва УРСР. К., 1970.
- Стадницький Д.Г., Кравчук Я.С., Болдох О.І. та ін. Сучасні геоморфологічні процеси і рекомендації по боротьбі з ними в лісах Українських Карпат (на прикладі Свидовецького лісництва) // Фіз. географія і геоморфологія. 1971. Вип. 5.
- Стадницький Д.Г., Кравчук Я.С. и др. Развитие эрозионных процессов в Украинских Карпатах // Геоморфология. 1975. № 1.
- Тектоника Украинских Карпат / Под ред. С. Круглова. К., 1986.
- Федущак М.Ю. Умови утворення екзотичних конгломератів воротищенської серії Передкарпаття. К., 1962.
- Философов В.П. Основы морфометрического метода поисков тектонических структур. Саратов, 1975.
- Цысь П.Н. Схема геоморфологического районирования западных областей УССР // Геогр. сб. 1951. Вип. 1.
- Цысь П.Н. Этапы развития рельефа Советских Карпат // Доп. і повідомл. Львів. ун-ту. 1952. Вип. 3. Ч. 2.
- Цысь П.Н. К геоморфологии Верхней и Нижней Синеводненских котловин // Уч. зап. Львов. ун-та. Геогр. сб. 1954. Т. 28. Вип. 2.
- Цысь П.Н. Геоморфологические районы Советских Карпат // Геогр. сб. 1956. Вип. 3.
- Цысь П.Н. Полонинский пенеплен и денудационные уровни Советских Карпат // Геол. сб. 1957. Вип. 4.
- Цысь П.М. Деякі проблеми неотектоніки західних областей Української РСР // Геогр. зб. 1959. Вип. 5.
- Цысь П.Н. Некоторые вопросы неотектоники Советских Карпат // Материалы Всесоюз. совещ. по изучению четверт. периода. М., 1961. Т. 2.

- Цысь П. Н.* О влиянии геоструктуры и новейших движений на эрозионное расчленения Советских Карпат // Геогр. сб. 1963. Вып. 7.
- Цысь П. Н.* Некоторые проблемы морфогенезиса Украинских Карпат // Геогр. сб. 1964. Вып. 8.
- Цысь П. М.* Основні риси морфоструктури Українських Карпат // Геогр. зб. 1969. Вип. 9.
- Цысь П. Н., Стадницький Д. Г., Кравчук Я. С.* и др. Некоторые итоги изучения современных экзогенных процессов в Украинских Карпатах // Современные экзогенные процессы (VII Пленум геоморфол. Комиссии ОНЗ АН СССР): Тез. доп. Киев, 1968. Кн. 1.
- Ермаков Н. П.* Схема морфологического деления и вопросы геоморфологии Советских Карпат // Тр. Львов. геол. об-ва. 1948. Вып. 1.
- Шапцер Е. В.* Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М.: Наука, 1966. Вып. 181.
- Шейдеггер А.* Основы геодинамики. М., 1987.
- Czyzewski J.* Podzial przedgorza polskich Karpat Wschodnich. Czasop. geogr. Lwów, 1934.
- Czyzewski J.* Z fisiografii Pokucia. Prace geogr., Lwów; Warszawa, 1931. Z. 12
- Czyzewski J.* Z historii doliny Dniestru. Prace geogr. Lwów; Warszawa, 1928. Zesz. 10.
- Klimaszewski M.* Morfologia I dyluwium doliny Dunajca od Pienin po ujście / Prace Inst. Geogr. UJ. Warszawa, 1937. Z. 18.
- Krawczuk J.* Engineering – Geomorphological Survey of Preserved and Recreational Areas / Third international Geomorphology conference. Hamilton, Ontario, Canada, 1993.
- Krawczuk J.* Curzent geomorphological processes in the Ukrainian Carpathians // Dynamika zmian srodowiska geograficznego pod wpływem antropopzesji. Kraków, 1996.
- Krawczuk J.* Uwarunkowania strukturalne podzialu geomorphologicznego Przedkarpacia Ukrainskiego. IV zjazd. Geomorphologow polskich (referaty I komunikaty). Lublin, 1998. T. 1.

- Krawczuk J.* Tradycje naukowe polskich i ukraińskich badań geograficznych Karpat Wschodnich // Geografia na przełomi wieków – jedność w różnorodności. Warszawa, 1999.
- Kravchuk J.* Osobliwości rozwoju Karpat Skibowych // Badania geograficzne w poznawaniu środowiska. Lublin, 2004.
- Losinski W.* Doliny rzek Wschodnio – Karpackich i Podolskich. Lwów, 1905. Roczn. 30.
- Losinski W.* Wpływy tektoniczne w rozwoju rzek Karpat fliszowych. Lwów, 1921. Roczn. 46. R. 2–3.
- Orlicz M.* Podział i nomenklatura Polskich Karpat Wschodnich. Stanisławów, 1938.
- Pawłowski S.* Z badań nad zlodowaceniami polskich Karpat. Czasop. geogr. Lwów, 1933. T. 11. Z. 1–2.
- Pawłowski S.* Ze studjów nad zlodowaceniem Czarnohory. Pr. Tow. Nauk. Warszawskiego III. Warszawa, 1915.
- Pawłowski S.* Les Karpathes a le pogue glaciaire. Comptes rendus du Congres int. de Geogr. Warszawa, 1936.
- Romer E.* Kilka wycieczek w źródła Bystrzycy, Lomnicy i Cisy Czarnej. Lwów, 1904.
- Romer E.* Kilka przyczynków do historii doliny Dniestru. Lwów, 1906. Roczn. 30.
- Romer E.* Próba morfometrycznej analizy grzbietów Karpat Wschodnich. Lwów, 1909. Roczn. 34. R. 7–9.
- Sawicki L.* O młodszych ruchach górotwórczych w Karpatach. Lwów, 1909. Roczn. 34. R. 5–6.
- Swiderski B.* Zarys morfologii Polskich Karpat fliszowych. Przegl. Geogr. Warszawa, 1934. T. 14.
- Swiderski B.* Geomorfologia Czarnohory. Warszawa, 1938.
- Swiderski B.* O młodych ruchach tektonicznych, erozji i denudacji Karpat. Roczn. PIG. Kraków, 1932. T. 8. Z. 2.
- Teisseyre H.* Powierzchnia szczytowa Karpat. Prace geogr. Lwów; Warszawa, 1928. Zesz. 10.

- Teisseyre H.* Problemy morfologiczne wachodniego Podkarpacia. Spraw. PIG. Warszawa, 1933. T. 7. Z. 3.
- Teisseyre W.* Atlas geologiczny Galicyi. Textst do z. 8. Kraków, 1900.
- Teisseyre W.* O związku w budowie tectonicznej Karpat i ich przedmurza. Lwów, 1907. T. 32.
- Tolwinski K.* Dyslocacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. Prace geogr. Romera. 1922. Z. 6.
- Tolwinski K.* Karpaty Wschodnie. Mapa geologiczna, 1:200 000. Warszawa, 1938.
- Zglinicka A.* Regiony morfologiczny na Pokuciu. Prace geogr. 1931. Z. 12.
- Zuber R.* Atlas geologiczny Galicyi. Textst do z. 2 (ark. Nadworna, Mikuliczyn), Kraków, 1888.
- Zuber R.* Studia geologiczne we Wschodnich Karpatach. Lwów, 1882. Roczn. 7. R. 1–12.

ЗМІСТ

Передмова.....	3
Розділ 1. З історії геолого-геоморфологічних досліджень	5
Розділ 2. Загальні риси рельєфу	11
Розділ 3. Особливості морфоструктури і морфоскульптури	19
3.1. Морфоструктура	19
3.1.1. Берегова морфоструктура	21
3.1.2. Орівська морфоструктура	31
3.1.3. Сколівська морфоструктура	45
3.1.4. Морфоструктура Парашки	53
3.1.5. Морфоструктура Зелем'янки	69
3.1.6. Морфоструктура Рожанки	77
3.1.7. Покутсько-Буковинська морфоструктура	81
3.2. Морфоскульптура.....	90
3.2.1. Реліктові форми рельєфу	90
3.2.2. Річкові долини	98
Розділ 4. Історія розвитку рельєфу.....	137
4.1. Формування рельєфу на ранніх етапах розвитку	138
4.2. Пліоцен–четвертинний період розвитку рельєфу	151
Розділ 5. Сучасні геоморфологічні процеси.....	169
5.1. Процеси площинного змиву	174
5.2. Лінійний розмив	176
5.3. Обвальньо-осипні процеси	180

5.4. Зсуви	182
5.5. Селі	184
Розділ 6. Геоморфологічна регіоналізація	188
6.1. Район Верхньодністерських Бескидів	189
6.2. Район Сколівських Бескидів	194
6.3. Район низькогірного рельєфу Скибових Горганів	198
6.4. Район середньогірного рельєфу Скибових Горганів	201
6.5. Район низькогірного рельєфу Покутсько-Буковинських Карпат	209
6.6. Район середньогірного рельєфу скибових Покутсько-Буко- винських Карпат	211
Список літератури	220

Наукове видання

Ярослав Софронівч Кравчук

**ГЕОМОРФОЛОГІЯ
СКИБОВИХ КАРПАТ**

Редактор *М. Мартиняк*
Ком'ютерне складання і верстка *Г. Шушняк*
Фото *Ю. Єрмоленка, Я. Кравчука,*
М. Борщовського, В. Шушняка

Підписано до друку 2005. Формат 60×84/16. Папір. друк.
Гарнітура Times, Arial. Офсетний друк.
Умовн. друк. арк. 10,4. Обл.-вид. арк. 11,6.
Наклад 500. прим. Зам.

Видавничий центр
Львівського національного університету імені Івана Франка.
79000, Львів, вул. Дорошенка, 41.