

21. Vass D., Čech F. Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians // Geologický zborník-Geologica carpathica. V. 34. N 4. Bratislava. 1983. P. 411—422.
22. Buday T. et al. Regionální geologie CSSR: Západní Karpaty, t. 2. Praha, 1967. 652 p.
23. Gross P. Paleogen pod stredoslovenskými neovulkanitmi. Paleogeografický vývoj Západných Karpat. Bratislava: Geol. ust. D. Štúra. 1978. P. 91—98.
24. Gross P., Köhler E. et al. Geologia Liptovskej kotliny. Bratislava: Geol. ustav D. Štúra. 1980. 242 p.
25. Mello J., Snopková P. Vrchnokriedový vek výplní v dutinách triasových vápencov Gomlaseckého lomu // Geol. práce. Správy. V. 61. Bratislava. 1973. P. 239—253.
26. Бардошши Д. Карстовые бокситы. Москва: Мир, 1981. 454 с.

Геологический институт
Словацкой академии наук
Братислава, Чехословакия

Поступила в редакцию
24.XI.1989

PALAEOALPINE RELIEF OF THE CENTRAL WESTERN CARPATHIANS

JURAJ CINCURA

S u m m a r y

Transient Upper Cretaceous stabilization led to formation of a quasi-platformian basement on the surface of which the palaeoalpine relief of the Central Western Carpathians was formed. Slightly dissected relief developed during the Palaeoalpine period towards an advanced stage of planation which was documented especially by character of Palaeoalpine molasses, weathering crusts and the character of Paleogene basal transgressive lithofacies covering the surface of the basement. Owing to a large distribution of limestones and dolomites in the basement karst processes dominated during the exogenetic modelling of the Central Western Carpathians in the Palaeoalpine period.

УДК 551.432.2(234.372.31)

Я. ЯКАЛ, Я. ЛАЦИКА, М. СТАНКОВЯНСКИ, Я. УРБАНЕК

МОРФОСТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ ГОРНОГО МАССИВА МАЛЫХ КАРПАТ

Малые Карпаты представляют юго-западный выступ горной системы Западных Карпат. Их длина 91 км, максимальная ширина — 15 км, абс. высота 767 м (гора Зарубы), относительная амплитуда высот 635 м. Малые Карпаты являются узким горстом между Загорской низменностью на западе и Придунайской низменностью на востоке. На севере они прилегают к Миявскому холмогорью и Поважскому подолью. По Э. Мазуру и М. Лукнишу [1] здесь выделяются четыре морфоструктурных субрайона: Девинские, Пезинские, Брезовские и Чахтицкие Карпаты (рис. 1, а).

Обзор геоморфологических исследований. Малым Карпатам уделяется повышенное внимание, что связано с близостью Братиславы, где сосредоточено большинство геоморфологов Словакии. С другой стороны, Малые Карпаты представляют для геоморфологов благодарный горный массив, где можно анализировать основные типы рельефа горной части Словакии. В изучении Малых Карпат можно наметить два этапа. В первом, в период между двумя мировыми войнами, на геоморфологов оказали большое влияние работы австрийского ученого Г. Гассингера [2 и др.]. Под влиянием его работ считали, что главным фактором образования обширных поверхностей выравнивания в Малых Карпатах была абразионная деятельность неогенового моря, причем их отдельные уровни отвечают соответствующим осцилляциям уровня моря. Так считали Й. В. Данеш [3] и особенно Я. Громадка [4—5].

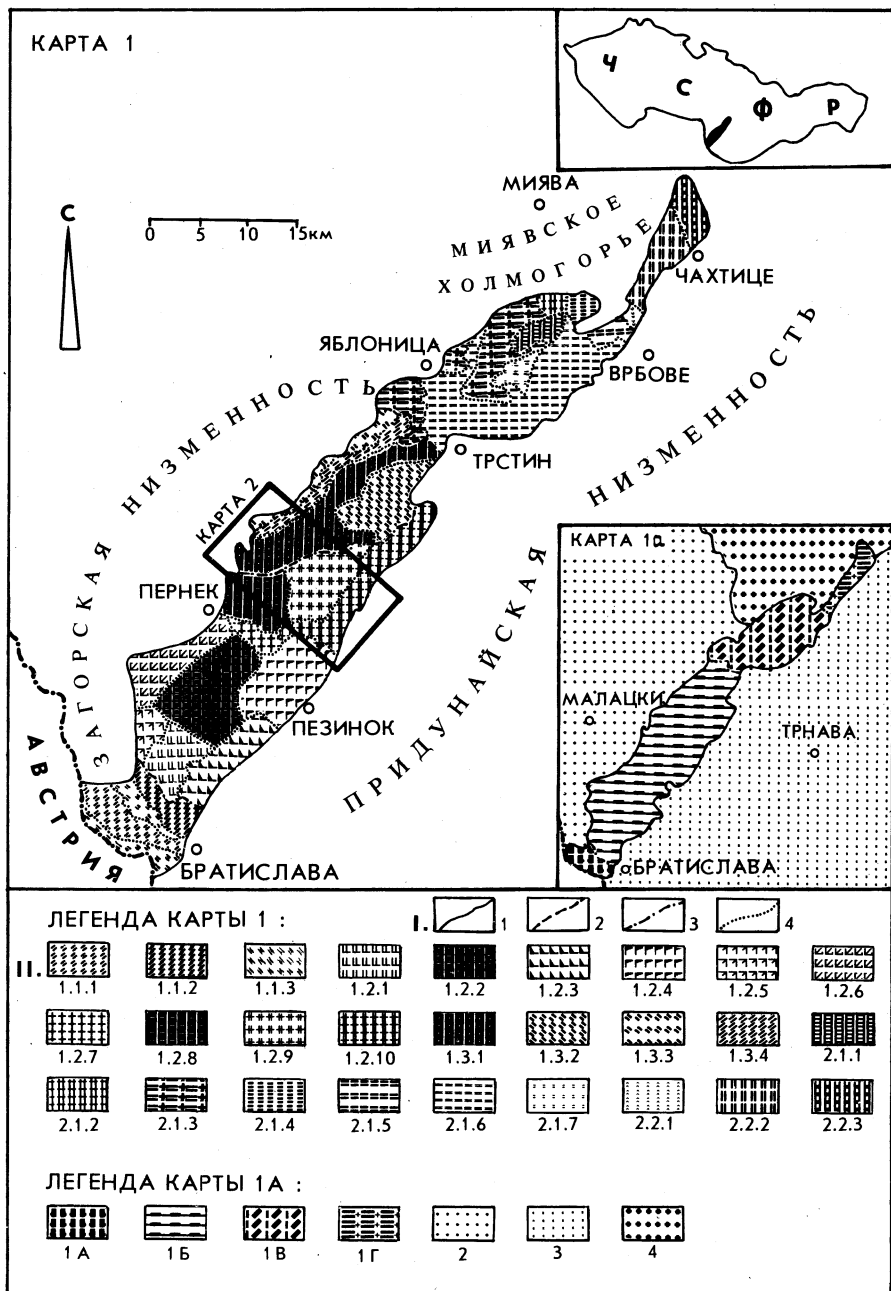


Рис. 1. Схема морфоструктурного подразделения Малых Карпат. Легенда карты № 1: I. Морфоструктурные границы: 1 — морфоструктуры Малых Карпат; 2 — морфоструктур 1-го порядка; 3 — морфоструктур 2-го порядка; 4 — морфоструктур 3-го порядка. II. Морфоструктуры 2-го и 3-го порядков (определения см. в тексте статьи)

Легенда карты № 1а: Разделение Малых Карпат по Э. Мазуру и М. Лукнишу [1]
 Малые Карпаты: 1А — Девинские Карпаты; 1Б — Пезинские Карпаты; 1В — Брезовские Карпаты; 1Г — Чахтицкие Карпаты. 2 — Загорская низменность; 3 — Придунайская низменность; 4 — Миявское холмогорье

Поворот в общем понимании морфогенеза Малых Карпат во втором, послевоенном периоде, связывается с именем М. Лукниша, который в отличие от своих предшественников главным фактором морфогенеза Малых Карпат считал тектонические движения. Он опирался на результаты геоморфологических исследований Чахтицких Карпат [6], части Девинских и особенно Пезинских Карпат [7—8], которые были обобщены в фундаментальных работах по Западным Карпатам в целом [9—10] и всей Словакии [11]. С именами М. Лукниша и Э. Мазура связаны представления о формировании поверхностей выравнивания в субазральных условиях. В дальнейшем многочисленные последователи М. Лукниша обращали свое внимание прежде всего на Пезинские Карпаты (М. Затько, Я. Урбанек, А. Шкварчек, Р. Новодолец, М. Станковянский, М. Лишка, Я. Лацика), Девинские (В. Мазурова, Я. Лацика) и Чахтицкие Карпаты (М. Станковянский). К числу типичных морфоструктурных работ можно отнести только работы Я. Урбанека и Я. Лацика [12].

Для полного понимания морфоструктурного развития Малых Карпат большое значение имеют региональные работы академика Э. Мазура [13—16] принципиального характера.

Основные геологические структуры. В строении Малых Карпат участвуют основные центрально-карпатские геологические структуры — татриды и мезозойские покровы, а также мезоальпийские структуры, преимущественно поздне-меловые. Местами сохранились более молодые — палеогеновые и неогеновые комплексы (рис. 2).

Татриды составляют Ю и ЮВ часть горного массива. Они сложены кристаллическими (гранитоидные комплексы и кристаллические сланцы) и осадочными породами (прежде всего сланцы, кварциты, известняки). В отличие от укоренившегося ранее мнения о двух жестких массивах — Братиславском и Модранском, которые на глубине связаны единым палеозойским образованием метаморфитов, сегодня здесь различаются четыре структурные единицы — покровы, или чешуи, различающиеся особенностями слагающих их метаморфитов и мезозойской оболочки [17]. Таковы Братиславский, Модранский и Кухиньский покровы, а также локальный покров Бадюрки.

Мезозойские покровы образуют СЗ и С части Малых Карпат с моноклинальным падением также на СЗ или С. Прямо на них наложен Крижнянский покров с характерным завертыванием известняково-доломитовых комплексов в пластические сланцевые толщи и чешуевидным строением. Еще выше залегают Хочский покров мелафировой серии и четыре секвенции известняково-доломитовых комплексов, образующих особые структурные элементы «верхних покровов» (Ветерницкий, Гавриницкий, Яблоницкий и Недзовский).

Мезоальпийские структуры, сложенные песчаниками, мергелями, конгломератами и известняками, образуют Брезовские, частично Чахтицкие Карпаты (верхнемеловая секвенция горы Брадло).

Палеоген представлен флишем и конгломератами в грабене Буковской борозды на границе Пезинских и Брезовских Карпат, являясь тектоническим и денудационным остатком первоначально обширного седиментационного бассейна.

Неогеновые конгломераты и песчаники эггенбурга и карпата особенно распространены в Брезовских, частично Чахтицких Карпатах, а известняки и мергели сармата и бадена фрагментарно представлены в Девинских, частично Пезинских Карпатах.

В строении и развитии Малых Карпат важную роль сыграли две группы разломов — продольные и поперечные. Продольные опускания — это в сущности краевые разломы горного массива. Другую группу составляют продольные надвиги как прямые, так и обратные. Среди прямых (направленных) наиболее известны надвиги кристаллических пород на мезозой, а среди более поздних, обратных надвигов — те, которые ограничивают отдельные структуры высшего порядка и частные единицы мезозоя. Наиболее типичны для северной части Пезинских Карпат.

КАРТА 2

МОРФОСТРУКТУРНАЯ КАРТА МАЛЫХ КАРПАТ (Фрагмент)



- 1.1
- 1.2
- 1.3
- 1.4
- 1.5
- 1.6
- 1.7
- 2.1
- 2.2
- 2.3
- 2.4
- 2.5
- 2.6
- 2.7
- 3.1
- 3.2
- 3.3

Поперечные разломы разделяют горный массив на сегменты по трем основным направлениям: СЗ—ЮВ, С—Ю, З—В. Наиболее часты СЗ—ЮВ направления, перпендикулярные оси горного массива. Важны разломы С—Ю направления с горизонтальными сдвигами. Это левые боковые сдвиги со значительными амплитудами. Среди четырех наиболее известных разломов подобного типа самым крупным является Лимбашский сдвиг (до 5 км), отделяющий кристаллические породы от покровного мезозоя [18].

Упомянутые разломы, по мнению многих геологов, были заложены в более древние геологические эпохи. Морфоструктурный анализ обнаружил реактивацию их значительной части или же новообразование в период роданских и валашских движений.

КОМПЛЕКСНАЯ МЕТОДИКА МОРФОСТРУКТУРНОГО АНАЛИЗА

Морфоструктурный анализ рельефа представляет собой в нашем понимании совокупность специально отобранных частных геоморфологических и негеоморфологических методических приемов, направленных на выявление морфоструктурных свойств исследуемой территории. Интегральный морфоструктурный план получается после синтеза результатов частных анализов и их взаимного сопоставления, которое может подтвердить или опровергнуть соответствующие морфоструктурные свойства. Заключительным звеном морфоструктурного анализа является изображение полученных результатов на морфоструктурной карте.

1. Метод профилирования долин. Его целью является идентификация деформаций кривой продольного профиля долины, обусловленных тектоническими движениями, путем корреляционного анализа между формой реального профиля русла и формой математически выведенной кривой теоретического профиля, которая отвечает идеальному равновесному профилю. Были применены так называемый нормальный профиль П. В. Иванова [19], использованный в более мелком масштабе В. Зухиевичем [20—21] в соседних Польских Карпатах. Кроме того, реальная кривая продольных профилей русел сравнивалась с соответствующими геологическими, геоморфологическими и гидрографическими профилями.

Всего проанализировано 33 продольных профиля долин с короткими и мало-водоносными автохтонными водотоками без четкого развития террасовых систем по топографическим картам масштаба 1:10 000 и на основе дополнительных полевых исследований. Для Малых Карпат идентифицировано три основных типа профилей. Первый тип развит в коротких долинах восточного склона между Братиславой и г. Пезинок. Реальные кривые профиля лежат в верхнем отрезке над уровнем теоретической кривой, а в нижнем — наоборот. Он характерен для слаборазвитых долин на тектонически мобильном крае малокарпатского горста, родниковые верховья которых путем попятной эрозии

Рис. 2. Морфоструктурная карта типичного участка Малых Карпат **Геологическая структура:** 1.1 — кристаллическое ядро — гранитоидные комплексы и кристаллические сланцы; 1.2 — мезозойская оболочка типа покрова — сланцы, кварциты, известняки; 1.3 — мезозой типа покрова — известняково-доломитовый комплекс Крижнянского покрова; 1.4 — мезозой типа покрова — мелafirовая серия Крижнянского покрова; 1.5 — мезозой типа покрова — известняково-доломитовый комплекс Хочского покрова; 1.6 — палеоген—флишевые комплексы и конгломераты; 1.7 — неоген—комплексы слабоцементированные, осадков.

Тектонические нарушения и структурные границы: 2.1 — тектонические нарушения, ограничивающие горную морфоструктуру Малых Карпат; 2.2 — тектонические нарушения, ограничивающие морфоструктуры 1-го порядка; 2.3 — тектонические нарушения, ограничивающие морфоструктуры 2-го порядка; 2.4 — тектонические нарушения, ограничивающие морфоструктуры 3-го порядка; 2.5 — менее значительные разломы; 2.6 — локальные разломы; 2.7 — ограничения островных гребней над среднегорной системы выравнивания. **Остатки неогеновых поверхностей выравнивания:** 3.1. — плато среднегорной системы выравнивания; 3.2 — плато, переходящие от поверхностей среднегорной системы выравнивания к поверхностям речной системы выравнивания; 3.3 — плато речной системы выравнивания

не дошли до плоскогорного центра массива. Второй, более редкий тип профиля (например, в Брезовских Карпатах) характеризуется многократными пересечениями реальной и теоретической кривых профиля, что является индикатором морфоструктурного многообразия долин и находит свое отражение в ступенчатости профиля. При формировании долин этого типа помимо активной тектоники большое значение имеет пассивная геологическая структура, различная устойчивость пород. Большинство же изученных долин имеет третий — развитый тип продольного профиля, что характерно для любого субрайона Малых Карпат. Ему свойственны противоположные позиции реальной и теоретической кривых, что возникает в более развитых, протяженных долинах, верховья которых часто достигают центральных участков горного массива.

Пространственный анализ расположения отдельных типов профилей долин позволил сгруппировать их в ряд регионов. Переход от одного типа профиля к другому предполагает наличие важного морфоструктурного раздела.

2. Метод анализа текстуры сети долин основан на возможности идентификации морфоструктурных различий при помощи исследования упорядоченности данной сети. Эти морфоструктурные разграничения оказались тождественными с линеаментными границами, описанными Й. Квитковичем и Я. Феранцом [22] при интерпретации космических снимков. Идентифицированные линейные разграничения являются только вероятными морфоструктурными разграничениями, которые необходимо подтвердить результатами других частных анализов.

Для Малых Карпат характерны диагональные линейные границы, особенно поперечные СЗ—ЮВ направления. Существенны также некоторые меридиональные границы в Пезинских Карпатах. Реже встречаются субширотные границы, обычно в северной части Пезинских Карпат.

3. Морфометрические методы. Из них мы применили прежде всего метод анализа карты базисных поверхностей, разработанный В. П. Философовым [23] и впервые примененный в карпатских условиях Б. Зухиевичем [24].

В морфоструктуре Малых Карпат на карте базисных поверхностей выявляются две различные части. Преобладающая часть горного массива (Пезинские Карпаты) отличается компактностью и слабой внутренней дифференциацией. Другая часть соответствует Девинским Карпатам на юге и Брезовским и Чахтицким Карпатам на севере. Неравномерное расположение изобазит и более низкие их значения характеризуют эти морфоструктуры как менее компактные и внутренне более дифференцированные.

На карте базисных поверхностей проявляются и другие морфоструктурные свойства, особенно характер границ морфоструктур и их главные простирания. Сгущения и ориентация изолиний служат индикатором более высокой активности разломов ЮЗ—СВ направления. Лишь на небольших отрезках при индивидуализации малокарпатского горста проявляются и поперечные разломы СЗ—ЮВ направления. В плотности изолиний морфологически наиболее четко выражены границы Малых Карпат с Придунайской и Загорской низменностями. По отношению к Мьявскому холмогорью ход изобазит повторяет поперечные аллохтонные долины и не отражает четкой границы.

4. Метод анализа космических материалов использовался для северной части Малых Карпат — снимок КОСМОС в м-бе 1:275 000. Я. Феранец идентифицировал на нем несколько линейных и нелинейных разграничений, которые сопоставимы с данными морфоструктурного анализа и геологических исследований. Основными направлениями линеаментов являются: СЗ—ЮВ, С—Ю, СВ—ЮЗ, ССВ—ЮЮЗ. Нелинейные разделы обнаружены в Брезовских Карпатах и смежной части Мьявского холмогорья, но они характерны для меньших по размерам систем.

5. Метод анализа устойчивости горных пород. Сопоставлением карты устойчивости горных пород с гипсометрической и геоморфологической позволило выделить участки Малых Карпат, где рельеф на одинаковых по устойчивости

породах сильно различается по морфологии, а также те участки, где рельеф на менее устойчивых породах выступает над рельефом на более устойчивых породах. В этих случаях можно говорить о прямом влиянии тектоники. Типичные примеры такого несоответствия отмечены прежде всего в Брезовских Карпатах.

6. Метод анализа поверхностей выравнивания оказался наиболее важным для понимания тектонического развития изучаемой территории. На нем следует остановиться более подробно.

При анализе поверхностей выравнивания Малых Карпат мы исходили из укоренившегося представления о наличии здесь трех систем поверхностей выравнивания как и в Западных Карпатах в целом [13—14]. Предполагаемая наиболее древняя вершинная поверхность сохранилась в Западных Карпатах только в форме останцов. По возрасту она относится к баденской и ранне-сарматской эпохе. Лучше всего сохранилась среднегорная поверхность выравнивания, которая, по-видимому, сформировалась в результате планации в условиях чередования влажного и сухого субтропического климата в панноне. Наиболее молодой является приречная (внутридолинная) поверхность выравнивания, выработанная в позднем плиоцене или раннем плейстоцене. Возраст поверхностей выравнивания Западных Карпат подтверждается также анализом кор выветривания, которые, по И. Краусу [25], отвечают отдельным этапам развития планации. В Малых Карпатах выделяются обширные остатки поверхностей выравнивания. Их локализация и морфология различны на центральных и подножных плато.

На Центральном плато денудационный срез захватывает различные геологические комплексы, начиная от кристаллических мезозойских и кончая палеогеновыми и неогеновыми. Характер строения плато отражает литолого-структурные свойства основания, которое перекрыто слоем выветренных пород разной мощности. В рельефе плато выражены три генерации форм более низкого порядка: мелкие балочные долины, широкие низкие хребты и отдельные вершины — останцы. Останцы, как правило, приурочены к более прочным породам, т. е. это пассивные структурные формы. Если допустить, что первоначально плато были покрыты более мощным покровом выветренных пород и современные останцы из них не выступали, то последние старше, чем поверхность плато. Характер останцов они приобрели в результате денудации мощного покрова выветренных пород уже после поднятия плато. Современные водораздельные плато вместе с выступающими на них останцами представляют поверхности выравнивания типа этчплен. Плато очень обширные — они определяют общий характер горного массива. В одних местах образуют сплошную систему плато, в других — систему изолированных плато. В северной части Пезинских Карпат над центральными плато поднимаются островные горы, которые древнее плато. Речь здесь идет об остатках более древнего рельефа, где процесс выравнивания не достиг финальной стадии. Центральные плато обыкновенно отделяются от подножных отчетливой морфологической границей, хотя на некоторых участках переходы постепенные.

Центральные плато характеризуются как высокой степенью сходства, так и высокой степенью морфологического разнообразия, благодаря чему они объединяются нами в единый класс плато. Мы считаем эти плато остатками среднегорной системы выравнивания.

Система подножных плато окаймляет периферию Малых Карпат и расположена ниже. Она состоит из внешних склонов горного массива, которые плавно переходят в поперечные депрессии. Внешние склоны имеют вогнутый профиль. Покров выветренных пород, маломощный в верхних частях склонов, выходит на поверхность у их основания. На ЮЗ от Трстина и на ЮВ от Брезовских и Чахтицких Карпат подножные плато приобретают характер обширного педимента. Высота внешних склонов различна: от 200 м в ЮВ части Малых Карпат до полного сглаживания, когда более высокая ступень низменности проходит

сквозь все подножное плато вплоть до центральных плато, как это наблюдается в ЮВ части Брезовских Карпат. Таким образом, между подножными плато существует высокая степень соответствия, наряду со столь же значительными отличиями от окружающего рельефа. Вместе с расчленяющими их долинами мы включаем подножные плато и внешние склоны в единую речную систему выравнивания.

Изложенная концепция и типизация плато позволяют разработать представления о неотектонике и морфоструктурах Малых Карпат. Особое значение при этом имеет локализация остатков среднегорной или речной систем выравнивания, их высоты, взаимные пространственные соотношения, горизонтальные контуры, отношения к другим формам рельефа, геологическим структурам и т. п. Ключом к пониманию генезиса рельефа являются прежде всего остатки среднегорной системы выравнивания, которые преобладают в рельефе. Различающаяся высота их поднятия или же различия внутренней вертикальной тектонической дифференциации в решающей мере предопределили выделение морфоструктур 1-го и 2-го, а особенно 3-го порядка.

Морфоструктурное разделение Малых Карпат

На основе рассмотренного выше комплексного морфоструктурного анализа в рамках Малых Карпат мы выделили систему морфоструктурных единиц разной иерархической подчиненности и с разным комплексом специфических морфоструктурных свойств. В целом Малые Карпаты разделены нами на две крупные морфоструктуры 1-го порядка, пять морфоструктур 2-го порядка и 27 морфоструктур 3-го порядка (рис. 1).

Первая морфоструктура 1-го порядка занимает южную, наиболее обширную часть Малых Карпат. Это наиболее высоко приподнятый, очень компактный и симметрический горст. В его строении участвуют все геологические структуры Малых Карпат, включая кристаллическое ядро. Данная морфоструктура подразделяется нами на три следующие морфоструктуры 2-го порядка (рис. 1).

1.1. Глыбовую, внутренне резко дифференцированную горную морфоструктуру, разделенную поперечными разломами, представляет самая южная часть малокарпатского горста, занимающего все Девинские Карпаты и небольшую часть Пезинских Карпат. Состоит из системы чередующихся приподнятых и опущенных блоков, образующих отдельные горсты и грабены 3-го порядка, разделенные поперечными разломами. Разница абсолютных высот до 380 м. Самой южной морфоструктурой 3-го порядка является грабен Девинских ворот (1.1.1), который с позднего плиоцена, используется Дунаем [1, 16]. Грабен незначительно дифференцирован, и если отдельные сдвиги «живут», то их геоморфологическое выражение компенсировано флювиальной деятельностью Дуная. Севернее находится также грабен Ламачских ворот (1.1.1), который не пересекает весь горный массив, а заходит в него со стороны Загорской низменности. Между этими двумя грабенами расположен горст Девинской Кобылы (1.1.2.) — асимметричный, ступенчато воздымающийся с СЗ. К северу от грабена Ламачских ворот выделяется вторая горстовая морфоструктура (1.1.3.), которая разделяется в свою очередь на две части. Северную образуют низкие ступени, понижающиеся от центра Малых Карпат к Ламачским воротам, а южная представлена приподнятым массивом Камзика. Для всей морфоструктуры 1.1. характерны хорошо сохранившиеся остатки плато среднегорной системы выравнивания, дифференцированные в интервале высот от 300 до 400 м.

1.2. Глыбовая, массивная, симметричная горная морфоструктура, разделенная продольными разломами, занимает основную часть Пезинских Карпат в виде характерного массивного горста. Основные черты морфоструктуры определяются сдвигами вдоль продольных разломов СВ—ЮЗ направления, расчленяющих горст на плоский Центральный хребет и краевые ступенчато-сбросо-

вые склоны. К ЮЗ отдельные блоки опускаются по поперечным разломам; при этом абсолютные высоты плато среднегорной системы выравнивания уменьшаются с 500 до 300 м (1.2.1.).

На юге Центральный хребет тектонически слабо дифференцирован (1.2.2.). На высотах 500—600 м здесь хорошо сохранились реликты среднегорной системы выравнивания. Далее к СВ располагается узкий и неглубокий ступенчатый грабен вдоль системы поперечных разломов между Пернеком и Пезинком (1.2.7.), а за ним выделяется новая система наиболее высоко поднятых глыб с интенсивной вертикальной и горизонтальной тектонической дифференциацией (1.2.8.). Эта дифференциация и последующая глубинная эрозия разрушили первоначально существовавшие обширные поверхности выравнивания и образовали характерный расчлененный рельеф. В северной части Центрального хребта отдельную морфоструктуру образует система незначительно опущенных и слабо дифференцированных глыб (1.2.9.) со ступенчато расположенными обширными поверхностями выравнивания. Высоты реликтов среднегорной системы выравнивания уменьшаются с 600 до 300 м.

Сбросовые склоны окраин горного массива представляют собой систему глыб, ступенчато опускающихся по направлению к подножию массива. В их рамках мы различаем пять самостоятельных морфоструктурных единиц низшего ранга. Две такие морфоструктуры находятся на западе между Братиславой и Пернеком. В их формировании преобладающим было влияние пассивной геологической структуры, а в южной части — слабые тектонические движения вдоль поперечных и продольных разломов, образовавшие заливообразное понижение к северу от Братиславы (1.2.5.). Система более северных глыб проявилась в рельефе ступенчатостью с дифференциацией главным образом по продольным разломам (1.2.6.). Краевые морфоструктуры массива на востоке возникли при меньшем воздействии пассивной структуры. На них относительно хорошо сохранились остатки среднегорной системы выравнивания, тектонически опущенные по отношению к Центральному хребту на 30—100 м. Между Братиславой и Пезинком преобладают морфоструктуры продольных разломов с двумя системами сбросовых склонов над ними (1.2.3.). Между Пезинком и Модрой на формирование аналогичной морфоструктуры (1.2.4) оказывают влияние также поперечные разломы. Еще одной специфической краевой морфоструктурой является система глыб к СВ от Модры (1.2.10). По отношению к внутренним морфоструктурам горного массива они выступают как горст, тектонически слабо дифференцированный.

1.3. Складчато-глыбовая морфоструктура с вертикальной дифференциацией по продольным разломам занимает северную часть Пезинских Карпат. От предыдущей (1.2) отличается прежде всего четким отражением в рельефе литолого-структурных особенностей основания. Представляет моноклиальную систему мезозойских покровов, локально перекрытых более поздними осадочными комплексами палеогена и неогена. Мезозойские надыги характеризуются внутренней вергенцией (обратные надыги) и активировались по поверхностям более древних покровов. Структура покровов расположена косо по отношению к продольным окраинным разломам, что проявляется в морфологии образованием аппалачского типа рельефа, который встречается только в этой части Малых Карпат. Для неоморфоструктуры характерно чередование структурно-тектонических поднятий и депрессий, в формировании которых, кроме молодой тектоники, участвовали также процессы селективной эрозии на гетерогенном геологическом основании.

На наиболее устойчивых известняково-доломитовых комплексах покровов образовались четыре кулисы поднятий моноклиальных хребтов (гребни типа кретас, хокбак и т. п.) со скальными уступами на слоистых склонах (1.3.2.). Между этими кулисами в менее устойчивых породах сформировались вытянутые асимметричные депрессии вдоль структур покрова. Их примером может служить послепалеогеновый грабен — Буковская борозда (1.3.4), заполненная

малоустойчивыми породами палеогена и неогена, в которых развивается хорошо моделированный, умеренно волнистый рельеф. На западной окраине Малых Карпат расположена система глыб (1.3.3) в форме горста по отношению к Буковской борозде и Загорской низменности. Глыбы разделены продольными разломами, а вся морфоструктура горста дифференцирована, в свою очередь, поперечными разломами. Восточную часть морфоструктуры 1.3 занимает группа менее приподнятых глыб (1.3.2) с отчетливой внутренней тектонической дифференциацией и ступенчатостью, снижающейся к Придунайской низменности по продольным разломам.

Вторую крупнейшую морфоструктуру 1-го порядка представляет северная часть горста Малых Карпат. Она асимметрична и в своей северной части теряет компактность. В ее геологическом строении участвуют мезозойские покровы, мезоальпийские и неогеновые структуры. Мы разделяем ее на две морфоструктуры 2-го порядка.

2.1. Складчато-глыбовая, массивная, асимметричная морфоструктура, разделенная продольными разломами, в целом совпадает с Брезовскими Карпатами. Сложена известняково-доломитовыми комплексами верхних покровов и неогеновыми конгломератами. Она образована системой из двух отдельных продольных горстов (более высокого — северного и более низкого — южного), которые разделены грабеном, но на западе соединяются. Высокий горст на севере господствует над группой глыб платообразного массива Кленовой (2.1.1). Несколько ниже расположена группа глыб северного края горста (2.1.2). Она асимметрично приподнята, особенно на стыке с Миявским холмогорьем. Основную часть горста в центре и на западе образует система мало дифференцированных глыб (2.1.3) с относительно крупными плато среднегорной системы выравнивания, срезающей на высотах от 400 до 470 м денудационно устойчивый известняково-доломитовый (местами закарстованный) комплекс верхних покровов, а также неогеновые конгломераты и песчаники. На востоке находится группа глыб, воздымающаяся над заливообразным выступом Мыявского холмогорья (2.1.4) и дифференцированная по поперечным разломам, использованным параллельными долинами прорыва.

Южный горст расположен ниже и отличается менее отчетливой тектонической дифференциацией. Платообразные группы глыб тектонически наклонены и клинообразно опускаются в Придунайскую низменность (2.1.6). По системе разломов образовалась ортогональная сеть долин. Восточное окончание горста образует группа асимметрично поднятых глыб между Придунайской низменностью и отрогами Мыявского холмогорья (2.1.5).

Между морфоструктурами этих горстов расположена морфоструктура 3-го порядка — грабен Доброводская котловина (2.1.7). Она образовалась на пересечении разломов многих направлений, среди которых наиболее важным является глубинный Перпенинский линеймент ВСВ—ЗЮЗ направления. Частые землетрясения в котловине (это одно из наиболее сейсмичных мест в Чехословакии) указывают на высокую сейсмическую активность местных разломов, которые являются частью сеймотектонической зоны, уходящей в Ю—В направлении в Придунайскую низменность до г. Новое Замки [26]. Котловина выполнена неогеновыми конгломератами, на которых образовался умеренно волнистый и хорошо моделированный рельеф.

2.2. Складчато-глыбовая, сжатая, асимметричная морфоструктура, разделенная продольными разломами. Территориально совпадает с Чахтицкими Карпатами. Сложена мезозойскими покровами и неогеном. Типичная морфоструктура горста, которой продольные разломы придали узкую линейную форму, частично расширяющуюся к СВ. Она отчетливо асимметрична, приподнята в западной части, на которой выражены сбросовые уступы. Склоны к Придунайской низменности менее отчетливые. Поперечными разломами дифференцируется на три морфоструктуры 3-го порядка. Самую южную образует грабен — Прашницкие ворота (2.2.1), который использован долиной прорыва

аллохтонного типа реки Голешка. Она узкая и короткая, находится в месте наибольшего сужения Малых Карпат. Севернее ее находится система более высоко поднятых глыб (2.2.2), которые ограничены сбросовыми уступами, часто фацетированными. Судя по высотам плато среднегорной системы выравнивания (около 450 м над ур. моря), данные глыбы слабо дифференцированы и ступенчато понижаются только на юге в направлении к Прашницким воротам. Благодаря активизации водотоков со стороны Придунайской низменности в узкой полосе происходит борьба за водораздел. Единственной полноценной долиной прорыва является долина Грабутнице с врезанным меандровым изгибом. Северной частью описываемой морфоструктуры и Малых Карпат является группа самых высокоподнятых глыб Чахтицких Карпат (2.2.1), где горст отчасти расширяется и приобретает более массивный характер. Она создана под влиянием движений по поперечным разломам, которые продолжаются далее на СЗ к наиболее высокой части Белых Карпат. Морфоструктура асимметричная, более приподнята на западе. Внутренняя тектоническая дифференциация нашла свое отражение в дифференциации высот плато среднегорной системы выравнивания в диапазоне от 300 до 580 м. Специфической особенностью морфоструктуры являются древние карстовые долины, подвешенные на краю горного массива на уровне речной системы выравнивания.

Заключение

В результате комплексного морфоструктурного анализа выявлены специфические закономерности тектонического и геоморфологического развития как всей Малокарпатской морфоструктуры, так и ее подразделений низших порядков. Наше внимание мы обратили на реконструкцию развития собственно геоморфологического этапа, т. е. период формирования современного рельефа, главным образом после паннона, когда Малокарпатский горст отчетливо оформился и внутренне дифференцировался движениями роданской и валашской фаз. Современный уровень поверхностей выравнивания показывает, что под влиянием движений роданской фазы произошли дифференцированные поднятия всех Карпат по отношению к смежным низменным морфоструктурам. По отношению к Миявскому холмогорью эта дифференцированность отчетливо не выразилась, в области Девинских Карпат роданское поднятие составило 150—170 м, достигнув наибольших амплитуд в Пезинских Карпатах (200—300 м), а в области Брезовских и Чахтицких Карпат оно колебалось в диапазоне от 100 до 260 м.

По нашим предположениям, общее новейшее поднятие Малых Карпат в целом продолжалось также в конце валашской фазы и длится до сих пор. Вся горная морфоструктура была приподнята целиком в менее дифференцированной форме от 100 до 160 м. Морфоструктура Придунайской низменности, напротив, испытывала в четвертичное время опускания, которое в центральной части достигали 400 м по отношению к Малым Карпатам. Для Загорской низменности максимальные четвертичные опускания не превышали 200 м, что соответствует данным Атласа ССР [27].

Горст Малых Карпат в настоящее время испытывает относительные поднятия, т. к. является составной частью общего Придунайского блока, который, по данным нивелировок, проявляет тенденцию к общему опусканию [28].

Нами уточнены данные о важнейших тектонических линиях, ограничивающих исследуемую морфоструктуру или же пересекающих ее. Самые главные разломные зоны проявляются как сейсмоактивные, например, пересечение Малых Карпат между Пезинскими и Брезовскими Карпатами. Это важнейшее морфоструктурное разграничение не только на изучаемой территории; оно отделяет также Загорскую низменность и Миявское холмогорье, а на Ю—В заканчивается горстами Поважского Иновца и Трибеча и погружается под неогеновые осадки Придунайской низменности. Сейсмическая активность

наиболее высока на пересечении продольного сейсмоактивного разлома восточного края Малых Карпат с поперечными нарушениями в окрестностях Братиславы и Доброводской котловины в Брезовских Карпатах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Mazúr E., Lukniš M. Regionálne geomorfologické členenie SSR/Geografický časopis, ročník 30. № 2. Bratislava, 1978. P. 101—125.
2. Hassinger H. Geomorphologische Studien aus den Inneralpinen Wiener Becken und seinem Randgebirge. Georg. Abh., t. VIII. Wien. 1905.
3. Daneš J. Ke štúdiu Malých Karpát po stránke geologické a geomorfologické // Sborník Prirodovedného odboru Slovenského vlastivedného múzea v Bratislave. 1931.
4. Hromádka J. Průlom dunajský a púda Bratislavy // Časopis učené společnosti Šafaříkovy, ročník III. Bratislava, 1929. 54 p.
5. Hromádka J. Zemepis okresu bratislavského a maleckého. z. 2: Malé Karpaty, Záhorská hřezina, Podunajská nížina pri Bratislave, Bratislava, 1935. 274 p.
6. Lukniš M. Poznámky ku geomorfologii Beckovskaej brány a pril'ahlýj území // Práce Šgú, zošit 15. Bratislava, 1946. P. 289—299.
7. Lukniš M. Poznaky ku geomorfologickom a kvartérne geologickom výskume Malých Karpát (dolina Vydrice) // Geografický časopis, ročník VII, № 3—4. Bratislava. 1955. P. 214—225.
8. Lukniš M. Geografia krajiny Jura pri Bratislava. Univerzita Komenského. Bratislave, 1977. 211 p.
9. Lukniš M. Die Reliefentwicklung des Westkarpaten // Mittellungen des Geographischen Institute des Martin Luther Universität, Halle—Wittenberg, Heft 7. 1962. P. 1236—1244.
10. Lukniš M. Pozostatky starších povrchov zarovnávania reliéfu v. čl. Karpatoch // Geografický časopis, ročník XVI № 3. Bratislava, 1964. 32 p.
11. Lukniš M. Relief // Slovensko-II: Priroda, Obzor, Bratislava, 1972. P. 124—202.
12. Laciak J. Lokalizácia zlomov metódou porovnávania výsledkov morfometrickej a morfogenetickej analýzy reliéfu napríklad južnej časti Malých Karpát // Sborník praci I: 30 let geomorfologie v ČSAV. Sborník referátu konference v Lipovci, ČSAV Brno, 1983. P. 141—148.
13. Mazúr E. Invermountain basins - a characteristic element in the relief of Slovakia // Geografický časopis, ročník XVI, № 2. Bratislava, 1964. P. 105—126.
14. Mazúr E. Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements // Evolution of relief in Tertiary. Bratislava: Vydavateľ'stvo SAV, 1965. P. 9—54.
15. Mazúr E. Major morphostructural features of the West Carpathians // Abstract of papers: International symposium within the frame of the IGU on the methods of morphostructural analysis in the research of mineral and energy sources. Smolenice, 1976. P. 1—8.
16. Mazúr E. Morfoštruktúry Západných Karpát a ich vývoj // Acta Facultatis Remours Naturalium UC Geographica. № 17. Bratislava, 1979. P. 21—30.
17. Mahel M. Geologicka stavba ceskoslovenskych Karpát // Paleoalpinske jednoty, 1. Bratislava: Veda, 1986. 503 p.
18. Marko F. Zlomy v Malých Karpatoch, Považskom Inovci, Strážovskej hornatine a Nizkych Tatrah // Praca z kandidatskeho minima. Archiv GÚDS. Bratislava, 1986. P. 5—24.
19. Иванов П. В. Метод количественной характеристики продольного профиля реки // Изв. ВГО. Т. 83. № 6. 1951. С. 585—594.
20. Zuchiewicz W. A possibility of application of the theoretical longitudinal river a profile Analysis to investigations of young tectonic movements // Rocznik Pol. Tow. Geol. vol. 49. № 2. Krakow, 1979. P. 327—342.
21. Zuchiewicz W. The tectonic interpretation of longitudinal profiles of Carpathian rivers // Rocznik Pol. Tow. Geol. vol. 50. № 3—4. Krakow. 1980. P. 311—328.
22. Kvitkovič J., Feranec J. Linearne a nelinearne rozhrania Západnych Karpát indentifikovane pomocou kozmických snimok // Geografický časopis, ročník, 38, № 2—3. Bratislava, 1986. P. 152—163.
23. Философов В. П. Краткое руководство по морфометрическому методу поисков тектонических структур. Саратов: Изд-во Саратов. университета. 1960. 93 с.
24. Zuchiewicz W. Morphometric methods applied to the morphostructural analysis of mountainous topography (Polish Western Carpathians) // Rocznik Pol. Tow. Geol., vol. 51, № 1—2. Krakow, 1981. P. 99—116.
25. Kraus J. Kaoliny a kaolinitove fly Západnych Karpatic geologicko-loziskove pomery, mineralne zloženie, genera a vek // Doktorska dizertacna praca, Univerzita Komenského. Bratislava, 1986.
26. Kvitkovič J., Plančat J. Recentné vertikálne pohyby zemskej kory vo vzťahu k zemetraseniam a zlomom v Západných Karpatoch // Geografický časopis, ročník 29, № 3. Bratislava, 1977. P. 239—253.
27. Mazúr E., Kvitkovič J. Mlade pohyby // Atlas SSR, Bratislava: SAV, 1980.
28. Kvitkovič J., Plančar J. Analýza morfoštruktúr z hľadiska k mibinnej geologickej stavbe Západných Karpát // Geografický časopis, ročník, 27, № 4, Bratislava, 1975. P. 309—325.

Summary

According to the results of morphostructural analysis, the Lesser Carpathians are a morphostructure of horst type placed between two negative morphostructures (those of Danube and Zagorsk lowlands). Lesser Carpathian horst is subdivided into morphostructural units of the 1st, 2nd and 3rd rank which are individual horsts, grabens or asymmetric step-like uplifts. The horst of the Lesser Carpathians began to rise above the adjacent lowlands after Pannonian stage due to Rhodanian tectonic movements. The movements were highly differentiated, their amplitude between 100 and 300 m, as indicated by deformations of plateau surface (which is a relict of the Pannonian planation surface). Movements of the younger Valachian phase which continued well into the Quaternary were less differentiated and resulted in the whole horst uplift by 100 to 160 m. The uplifts proceeded under conditions of dense network of faults dominated by those of longitudinal (SW to NE) and transversal (NW to SE) direction. Some of the fault-lines are distinctly seismic-active.