

## ПАЛЕОАЛЬПИЙСКИЙ РЕЛЬЕФ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЗАПАДНЫХ КАРПАТ

### Западные Карпаты

Карпаты являются важным звеном Альпийско-Гималайской горной системы в Центральной и Юго-Восточной Европе. Их западная часть представлена ярко индивидуализированными в морфоструктурном плане Западными Карпатами, протягивающимися от Рабской тектонической линии на западе (правый берег р. Дунай) до долины р. Уж на востоке [1].

Существует несколько схем морфоструктурного подразделения Западных Карпат. Согласно известной геоморфологической классификации Словакии Э. Мазура и М. Лукниша [2], в рамках провинции Западные Карпаты выделяются две морфоструктурные субпровинции: Внутренние Западные Карпаты и Внешние Западные Карпаты. При этом не учитывается венгерская часть Западных Карпат, а также не принимается во внимание, что регион к югу от Рожнявской тектонической линии в Словакии обладает другими морфогенетическими и морфоструктурными признаками по сравнению с регионом к северу от нее. Из этого следует, что разделение Западных Карпат на Внешние (северные), Центральные (средние) и Внутренние (южные) кажется более естественным, чем разделение только на две единицы (рисунок). В последнее время в карпатской литературе появились и новые названия отдельных морфоструктурных частей Западных Карпат: Внешние — полониды, Центральные — словакиды и Внутренние — паннониды [1]. Основные различия между ними имеют свои корни в разном плане палеогеоморфологического развития еще до начала неотектонического этапа. Эти различия можно резюмировать следующим образом.

1. Внутренние Западные Карпаты (паннониды) являются с морфогенетической и морфоструктурной точек зрения самым древним западно-карпатским элементом. Их основная часть располагается в Венгрии (например, Задунайское среднегорье, Бюкк и др.); меньшая находится на территории Словакии. Внутренние Западные Карпаты ориентированы в ЮЗ—СВ направлении; на юге ограничены сбросовой зоной Загреб — Кулч — Земплин, а на севере не совсем четкой Рожнявской сбросовой зоной. В Задунайском среднегорье осадочный цикл развития завершился уже в домеловом периоде. С этого времени на низко расположенной суше началось формирование пенеплена, несущего в нескольких местах бокситовую кору выветривания [3]. Подобная обстановка была и в других частях паннонид [4]. Осадочный цикл в словацкой части паннонид был завершен в юре. Субэпиральное развитие закончилось поздне (средне-?) мел-эоценовой трансгрессией. Внутренние Западные Карпаты отличаются от смежных Центральных эниконтинентальным паннонским типом развития палеогена.

2. Центральные Западные Карпаты (словакиды) в морфогенетическом и морфоструктурном плане являются средним западнокарпатским элементом. Они расположены целиком на территории Словакии. Имеют полудугообразное строение, проявляющееся наиболее четко в их северной части. На севере они отделены от внешних Западных Карпат аномальной зоной (утесовая зона и ее аналоги), морфологически выраженной поясом низменностей. Завершение осадочного цикла развития в словакидах было разновременным в их южных и северных частях. В южных словакидах самым молодым элементом является готеривская флишевая толща, а в северных словакидах осадконакопление завершилось флишем в сеномане, местами даже в туроне [5]. Тем самым субэпиральное развитие рельефа началось здесь позже чем в паннонидах, в среднем и позднем мелу [6], и завершилось эоценовой (спорадически палеоце-

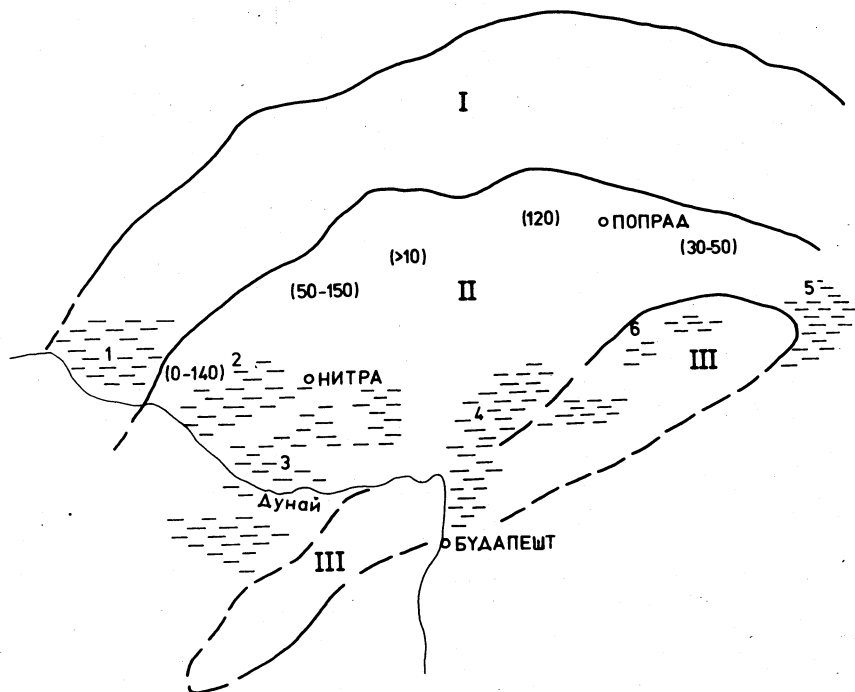


Схема разделения Западно-Карпатской мегаморфоструктуры

I — Внешние Западные Карпаты (полониды), II — Центральные Западные Карпаты (словакиды), III — Внутренние Западные Карпаты (паннониды). Внутрикрупатские депрессии (штрих-пунктир): 1 — Венская впадина, 2 — Трнавская впадина, 3 — Малая Дунайская низменность, 4 — Ипельская впадина, 5 — Восточно-Словацкий бассейн, 6 — Словацкий карст. Цифрами в скобках обозначены мощности базальной литофафии палеогена

новой) трансгрессией. Словакиды отличаются от Внутренних и Внешних Западных Карпат центральнокарпатским типом развития палеогена.

3. Внешние Западные Карпаты (полониды) с морфогенетической и морфоструктурной точек зрения являются самым молодым западно-карпатским элементом. Их основная часть находится в Польше, частично они располагаются в Словакии и Моравии. Также отличаются четким дугообразным строением и преимущественно флишевым характером слагающих их толщ. Осадочный цикл был завершен здесь в основном только в неоальпийское время.

### Новейший геоморфологический и палеоальпийский периоды

Геоморфологический период в истории Земли понимается нами, вслед за И. П. Герасимовым, преимущественно как период, в котором сформировались основные современные формы земной поверхности, а также как промежуток времени, в течение которого могли быть сохранены реликтовые формы в современном рельефе. Во времени геоморфологический период охватывает, по И. П. Герасимову и Ю. А. Мещерякову [7], главным образом мезозой и кайнозой.

На примере морфоструктур древних щитов можно, однако, отметить, что иногда в рельефе были сохранены и следы более древних форм поверхности, главным образом, пенепленов древнее мезозоя. Не только этот факт, но также мобилистское и циклическое понимание развития глобального рельефа свидетельствуют о наличии в истории развития Земли не одного, а нескольких геоморфологических периодов, принадлежавших различным геотектоническим циклам или же их частям, т. е. о ряде геоморфологических периодов, которыми,

как правило, эти циклы завершаются. По этой причине мы считаем более правильным определять геоморфологический период по И. П. Герасимову и Ю. А. Мещерякову [7] как новейший, или альпийский геоморфологический период [8], в отличие от более древних геоморфологических периодов, например, герцинского или каледонского.

Самыми древними элементами рельефа в Центральной Европе считаются в основном формы поверхности, образовавшиеся во время новейшего геоморфологического периода, особенно в мелу и палеоцене, т. е. по сути во время палеоальпийского периода. Что касается их пространственного распределения, то между ними нет существенных различий; они встречаются частично в доальпийских консолидированных регионах, частично в регионах, относящихся к альпидам [3, 4, 6, 8, 9, 10—13 и др.]. Большинство этих форм часто обозначается как первая генерация рельефа или иногда как «исходный» рельеф. Но поскольку эти эрозионно-денудационные формы — преимущественно остатки когда-то обширных выровненных поверхностей, то их трудно считать «исходными формами», или первой генерацией рельефа новейшего геоморфологического периода. Они представляют скорее денудационные останцы этих первичных, исходных форм, которые, например, в Западных Карпатах имели скорее характер тектонических, или структурных форм, а не форм эрозионно-денудационных.

В рамках новейшего (альпийского) геоморфологического периода в Западных Карпатах можно выделить два значительных этапа тектонической деятельности, отличающихся друг от друга не только продолжительностью, но также характером и интенсивностью тектонических движений. Это палеоальпийский и неоальпийский этапы.

Самыми важными фазами структурообразования палеоальпийского этапа были австрийская (100 млн. лет) и средиземноморская (88 млн. лет), когда главным проявлением тектоники был надвиг покровов в Центральных Западных Карпатах.

К главным фазам неоальпийского этапа относились фазы, начиная с пиренейской (35 млн. лет) и кончая приблизительно позднештирийской, или молдавской фазами [14]. Существенная часть неоальпийского периода совпадает с неотектоническим этапом развития Западных Карпат.

Период последних фаз палеоальпийского этапа и время до начала неоальпийского этапа отличался в Центральных Западных Карпатах постепенным завершением активной тектонической деятельности. Аналогичная обстановка отмечается и в соседних Австрийских Альпах [4, 15]. Общее тектоническое развитие вело к реконсолидации или кратонизации, которую, однако, необходимо считать только частичной или временной. Таким образом, был сформирован фундамент, т. е. нижний этаж квазиплатформы [6].

### **Палеогеография Центральных Западных Карпат в начале новейшего геоморфологического периода на фоне океана Тетис**

Мел являлся периодом максимальной глобальной трансгрессии фанерозоя. Но это была не единая непрерывная, длительная трансгрессия; она состояла из более чем десяти трансгрессивных фаз, отделенных друг от друга фазами эвстатических регрессий [16]. Наиболее значительными среди них являются прежде всего средне- и позднемеловые эвстатические трансгрессии и регрессии, которые в значительной степени влияли на изменения высоты эрозионных базисов на суше Центральных Западных Карпат.

В мелу в океане Тетис существовала плита континентальной коры, составными частями которой были и Центральные Западные Карпаты. К северу располагался бассейн Внешних Западных Карпат. Северное побережье океана Тетис характеризовалось подвижной береговой линией на юге Евразийской пли-

ты. Южное побережье океана определялось отдельными стадиями различных меловых трансгрессий на краевые части Африканской плиты.

Западно-Карпатский регион располагался в мелу во внутритропической или субэкваториальной климатических зонах. При этом наступающие морские воды приносили с собой муссонные климатические условия и на смежной суше являлись главным источником влаги [6, 8].

В позднемеловое время развитие значительных частей Центральных Западных Карпат проходило (несмотря на несколько крупных трансгрессивных циклов) в субаэральных условиях. Это подтверждается полным отсутствием морских осадков позднемелового возраста в Центральных Западных Карпатах, а также распространением пыльцы сухопутных растений этого возраста, широко встречающейся в переотложенной форме в более молодых палеогеновых осадках. Спорадические верхнемеловые отложения являются, вероятно, осадками морского пролива, соединявшего Внутренние и Внешние Западные Карпаты [17], и указывают на архипелаговый характер Центральных Западных Карпат того времени.

Тот факт, что крупные позднемеловые трансгрессии не покрывали Центральные Западные Карпаты, связан с тем, что после австрийской и средиземноморской фаз здесь кульминировали процессы временной реконсолидации или кратонизации с образованием фундамента эпипалеоальпийской квазиплатформы [6]. Этот фундамент распространялся и на территорию Внутренних Западных Карпат.

Стабилизация динамики Центральных и Внутренних Карпат, завершившаяся образованием фундамента, определяет тот период, который мы считаем возможным обозначить как квазиплатформенный не только с тектонической, но и с геоморфологической точек зрения. В это время субаэрального развития произошли денудация первичных форм Западно-Карпатской поверхности выравнивания и образование эрозионно-денудационного рельефа, остатки которого сохранились и в современном облике Центральных Западных Карпат. Данный рельеф мы характеризуем как палеоальпийский.

### **Палеоальпийский рельеф Центральных Западных Карпат**

Современный рельеф Центральных Западных Карпат, характеризующийся большим разнообразием форм, создан главным образом в результате неотектонических движений. Его главными чертами является чередование горных хребтов и массивов с внутригорными котловинами. Начало неотектонического этапа в Западных Карпатах обычно датируется верхним баденом [18]. Однако анализ молассовых бассейнов показывает, что осадконакопление главной молассы началось здесь уже в эгенбурге или отнанге и продолжалось через карпат и баден до сармата. Это значит, что части суши, прилегающие к молассовым бассейнам, были очень активными не только в начале верхнего бадена, но еще с начала миоцена.

Для сравнения приведем некоторые данные о скорости осадконакопления главной молассы в разных регионах Западных Карпат [19]: Ипельская впадина: баден 2,41 см/100 лет, карпат 3,50 см/100 лет, отнанг 2,00 см/100 лет, эгенбург 0,83 см/100 лет; Восточно-Словацкий бассейн: баден 12,07 см/100 лет, карпат 14,00 см/100 лет, эгенбург 3,30 см/100 лет; Венская впадина: баден 8,62 см/100 лет, карпат 22,00 см/100 лет, отнанг 5,33 см/100 лет, эгенбург 2,33 см/100 лет; Трнавская впадина: баден 8,62 см/100 лет, карпат 7,30 см/100 лет, отнанг 2,13 см/100 лет, эгенбург 0,7 см/100 лет.

Вышеприведенный обзор скоростей осадконакопления главной молассы в Западных Карпатах свидетельствует о том, что ограничение неотектонического этапа в Западных Карпатах только периодом начиная с верхнего бадена необосновано. Временное и пространственное распределение осадков главной молассы в Западных Карпатах показывает, что неотектонический этап начался намного раньше, чем в верхнем бадене.

Для анализа субаэрального развития Центральных Западных Карпат на палеоальпийском этапе необходимо из современного рельефа «вычистить» молодые структуры, созданные на неотектоническом этапе. Однако, дело осложняется тем, что результаты неогенового и четвертичного орогенеза являются в известной мере несовершенным фильтром, который не позволяет анализировать непосредственно древнее развитие рельефа Западных Карпат. Поэтому охарактеризовать главные черты палеоальпийского рельефа Центральных Западных Карпат и субаэрального развития фундамента можно в настоящее время лишь косвенными методами палеогеоморфологического и палеогеографического анализа. Самыми существенными индикаторами палеоальпийского развития рельефа мы считаем: *А* — площадь поздне меловой (частично и средне меловой и раннепалеогеновой) суши фундамента, *Б* — характер строения палеоальпийских моласс, *В* — мощность и характер базальной трансгрессивной литофации палеогена, *Г* — карстовый феномен и педосферу палеоальпийского периода.

*А.* Как было отмечено выше, палеоальпийские Центральные Западные Карпаты в основном не были залиты водами поздне мелового моря, даже несмотря на крупные меловые трансгрессии. Поздне меловое море проникало в Центральные Западные Карпаты, вероятно, лишь в форме проливов или заливов. К этому предположению нас прежде всего привел факт, что на сильно закарстованной поверхности карбонатных пород, обнаженных частей фундамента до сих пор нигде не были найдены поздне меловые морские осадки, заполняющие эти многочисленные карстовые депрессии, трещины или воронки в форме «нептунических даек». Подобные находки могли бы свидетельствовать о том, что осадки крупных меловых бассейнов (если бы они имели место) позднее были удалены с поверхности Центральных Карпат последующей денудацией. Однако вопреки этому в нескольких местах Западных Карпат найдены лишь континентальные выполнения полых форм палеоальпийского карста. В то же время тот факт, что Центральные Западные Карпаты не были залиты водами поздне меловых трансгрессий, может привести и к ошибочной интерпретации, что суша Центральных Западных Карпат имела тогда, по крайней мере, среднегорный или даже высокогорный рельеф, свидетельства чего отсутствуют.

*Б.* Этап формирования главной молассы в Западных Карпатах связан в основном с миоценовым периодом. Но осадконакоплению главных моласс предшествовало формирование так называемых ранних моласс. Что касается состава осадков, то ранние молассы, по сравнению с главными молассами почти не имеют различий, даже несмотря на то, что они образовались за более длительное время, чем период образования главных моласс. Во время позднего мела и палеоцена в восточной части Малой Дунайской низменности была отложена детритовая формация из брекчий, конгломератов с прослойками пресноводных известняков и пестрых глин, песчаников с прослойками перемещенных латеритов. Источником материала этой ранней молассы служила поверхность обнаженного фундамента. Общая мощность ее 190 м [20]. Если предположить, что эти молассовые осадки соответствуют целому периоду позднего мела и палеоцена или, по крайней мере, большей части этого периода, то мы должны считать, что скорость осадконакопления была очень низкой.

Подобное заключение касается и континентальных молассовых осадков Средней Словакии, соответствующих периоду с кампана — маастрихта до конца рупеля (70—33 млн. лет) и определяющих скорость осадконакопления 0,14 см/100 лет [21].

Обе ранние молассы выделяются, таким образом, наименьшими средними скоростями осадконакопления, какие нам известны в Центральных Западных Карпатах. По сравнению с ними скорости осадконакопления миоценовых главных моласс в несколько десятков раз превышали эти параметры. По данной причине невозможно предположить существование в неоальпийском или эпипалеоальпийском периодах типичного орогенного режима. Образование горной

системы, т. е. орогенез в геоморфологическом смысле, вызываемый подъемом блока земной коры и последующим его расчленением (особенно действием консеквентных потоков) сопровождается образованием большого объема кор-релятных осадков в предгорьях возникающей горной цепи. На основе анализа палеоальпийских ранних моласс невозможно предположить подобную аналогию в рельефе палеоальпийского периода. Поэтому палеоальпийский цикл нельзя считать орогенетическим. Это значит, что первичный рельеф поверхности фундамента не только не имел характера среднегорья, но отличался скорее чертами, типичными для холмистых местностей или холмистых карстовых равнин с коническими останцами тропического карста.

В. О характере рельефа фундамента свидетельствуют и осадки базальной трансгрессивной литофации палеогенового возраста. В Центральных Западных Карпатах это мелководные трансгрессивные осадки. С петрографической точки зрения это конгломераты, песчаники, брекчии и известняки, наложенные на карбонатные породы поверхности фундамента. Отличным индикатором расчлененности поверхности фундамента с дотрансгрессивного периода является прежде всего мощность базальной трансгрессивной литофации. В западной части фундамента, в Малых Карпатах мощность базальной конгломератово-известняковой толщи колеблется от 0 до 140 м; в горах Поважский Иновец, в Нитранской холмистой местности, северной части Стражовских гор и в Верхне-нитранском бассейне — от 50 до 150 м. В средней части фундамента мощности базального палеогена в Турчинском бассейне колеблются от нескольких до десятков метров; в Липтовском бассейне до 120 м. В восточном направлении, на склонах Черной горы и в Клюкнавском бассейне в базальной толще 2—10 м конгломератов, над которыми залегает 30—50 м песчаников [20, 22—24].

Все известные на сегодня данные о мощностях и составе осадков базальной трансгрессивной литофации палеогена свидетельствуют о том, что расчленение рельефа поверхности фундамента в начале трансгрессии не превышало величин, характеризующих в настоящее время обычный холмистый рельеф. Таким образом, базальную трансгрессивную литофацию можно считать той толщей, которая выполняла основные неровности поверхности фундамента, определяя высокую степень его нивелирования. Характер материала (во многих случаях это известняки и песчаники) и мощность базальной трансгрессивной литофации показывают, что на поверхности фундамента преобладал холмистый или близкий ему выровненный тип рельефа.

Г. Регионально распространенный карст палеоальпийского этапа является в Центральных Западных Карпатах важным индикатором субэкральных условий. Образование карста было обусловлено главным образом широким распространением карбонатных пород в поверхностных и приповерхностных частях фундамента, а также муссонными или субэкваториальными климатическими условиями [6, 8].

Самыми древними из известных карстовых форм в Западных Карпатах считаются карстовые пустоты в горах Словацкого карста, развитые в веттерштайнских известняках и выполненные континентальными осадками позднесантон-кампанского возраста [25]. Но существуют и доказательства наличия карста более древнего, чем сантонский или кампанский. Во время палеоальпийского этапа на поверхности и под поверхностью фундамента образовалась широкая гамма карстовых форм и осадков, к которым относятся моготы, разного рода депрессии и карстовые брекчии со спелеотемами, образованными при уничтожении пещерных пустот в связи с разрушением их потолков и стен, осадки подземных потоков.

О существовании слаборасчлененной поверхности рельефа палеоальпийского этапа в Западных Карпатах свидетельствуют также остатки педосферы этого возраста. К ним относятся прежде всего находки карстовых бокситов в Бардоши [26], бокситовых и остаточных железных руд в горах Словацкого карста. Во всех случаях это продукты, указывающие на процессы интенсивно-

го и глубокого выветривания, которое происходило на поверхности фундамента. Коры выветривания без значительных терригенных примесей также указывают, что рельеф палеоальпийского этапа характеризовался относительно высокой степенью выравнивания.

## Выводы

1. Центральные Западные Карпаты во время палеоальпийского этапа были составной частью плиты континентальной коры в океане Тетис и находились в тропическом поясе.

2. Временная стабилизация в позднем мелу привела к образованию фундамента квазиplatformы, на поверхности которой формировался палеоальпийский рельеф Центральных Западных Карпат.

3. О слабо расчлененном рельефе Центральных Западных Карпат палеоальпийского возраста и высокой степени его выровненности свидетельствует прежде всего характер палеоальпийских моласс, кор выветривания, мощность и характер палеогеновой базальной трансгрессивной литофации, которая перекрывает поверхность фундамента.

4. Благодаря широкому распространению известняков и доломитов на поверхности фундамента при экзогенном моделировании рельефа Центральных Западных Карпат на палеоальпийском этапе преобладали карстовые процессы.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Mahel M. Geologická stavba československých Karpát // Paleoalpinske jednoty. Bratislava, 1986. 501 p.
2. Mazur E., Luknis M. Regionálne geomorfologické členenie SSR // Geograficky časopis SAV. V. 30. N 2. Bratislava, 1978. P. 101—125.
3. Pécsi M. Interpretation principle of geomorphological horizons // Mélanges offerts a André Journaux. Caen, 1984. P. 237—241.
4. Pécsi M., Mezösi G. Repeatedly buried exhumed relict forms / Environmental and dynamic geomorphology. Budapest, 1985. P. 123—134.
5. Mahel M. Model vývoja Západných Karpát // Mineralia slovaca. V. 10. N 1. Bratislava. 1978. P. 1—10.
6. Činčural J. Epiquasiplatform features of the West Carpathians // Geologický zborník-Geologica Carpathica. V. 39. N 5. Bratislava, 1988. P. 577—587.
7. Герасимов И. П., Мецераков Ю. А. Геоморфологический этап в развитии Земли // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1964. С. 3—12.
8. Činčural J. Climate dynamics in the beginning of neoid geomorphologic stage in the West Carpathian Mts. // Geologický zborník-Geologica Carpathica. V. 38. N 5. Bratislava, 1987. P. 601—614.
9. Büdel J. Klima-Geomorphologie. Stuttgart, 1977. 304 p.
10. Czudek A. Reliefgenerationen im Ostteil des Nizky Jeseník /Gesenke/. // Würzburger geogr. Arbeiten. V. 45. 1977. P. 39—68.
11. Činčura J. Paleogeomorphological implications of paleogene development of the Central Western Carpathians // Štúdia geomorfologická Carpatho-Balkanica. V. XVII. Kraków, 1984. P. 10—17.
12. Klimaszewski M. Bez względu na wiek rzeźby terytorium Polski // Štúdie geomorfologická Carpatho-Balkanica. XIV. Kraków. 1980. P. 3—16.
13. Szekely A. Die verschiedenen Einbnungsfächen des Matra Gebirges // Würzburger geogr. Arbeiten. N 45. 1977. P. 155—176.
14. Roth Z. Západní Karpáty — tercierní struktura střední Evropy. // Knižovná UUG svazek. V. 55. Praha, 1980. 128 p.
15. Tollmann A. Plattentektonische Fragen in den Ostalpen und der Plattentektonische Mechanismus des mediterranen Orogen // Mitt. österr. geol. Ges. Wien, 1976. V. 69. P. 291—351.
16. Cooper M. R. Eustacy during the Cretaceous: its implications and importance // Paleog. Paleoclim Paleocol. V. 22. Amsterdam, 1977. P. 1—60.
17. Mišik M. Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných karpát // Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Bratislava: Geol. ústav D. Štura. 1978. P. 35—48.
18. Kvítkovič J., Plančár J. Recent vertical movements tendencies of the earth crust in the West Carpathians // Geodynamic investigations in Czechoslovakia. Bratislava, 1979. P. 193—200.
19. Vass D. Zhodnotenie rýchlosti sedimentácie v alpínskych molasových panvach Západných Karpát // Geologické práce. Spravy 88. Bratislava. 1989. P. 31—43.
20. Andrusov D. Geológia československých Karpát // Bratislava: Vydavateľstvo SAV, 1965. 424 p.

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. Vrchnokriedoný vek výplni 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].