

TOMÁŠ ONDŘEJ

MORFOSTRUKTURNÍ ANALÝZA GEORELIÉFU VALAŠSKOBYSTRICKÉ VRCHOVINY A JEJÍHO SEVERNÍHO PŘEDPOLÍ

T. Ondřej: *The Morphostructural Analysis of the Valašskobystrická vrchovina Highland and its Northern Foreland*. – Geografie – Sborník ČGS, 104, 3, pp. 188 – 200 (1999). – The article deals with the application of the morphostructural analysis of the territory of the Valašskobystrická vrchovina Highland. It explains the influence of active and passive morphostructures on the appearance and development of the present landforms.

KEY WORDS: morphostructures – planation surfaces – morphostructural analysis.

Úvod

Valašskobystrická vrchovina leží v západobeskydském horském oblouku flyšových Karpat a je součástí celku Hostýnsko-vsetínská hornatina, podcelek Vsetínské vrchy. Její polohu určuje přibližně trojúhelník měst Vsetín, Valašské Meziříčí a Rožnov pod Radhoštěm. Geomorfologická hranice Valašskobystrické vrchoviny je nejvýraznější na západě v údolí Vsetínské Bečvy, jež ji odděluje od Hostýnských vrchů. Na severu sousedí se sníženinou Rožnovské brázdy a hranice zde vede přibližně po linii magurského nasunutí, na níž přechází většinou příkré svahy na čele vrstev soláňského souvrství v mírné svahy na převážně jílovcových souvrstvích. Jižní, jihovýchodní a východní omezení vrchoviny pak tvoří hluboce zaříznutá údolí potoků Jasenice, Tisňavy, Činov a Mísna, jež ji oddělují od kulminační části Vsetínských vrchů – Soláňského hřbetu. Valašskobystrická vrchovina je členitá vrchovina, místy s rysy až horského georeliéfu, s nejvyšším vrcholem Cáb (841 m n. m.), tvořená silně zvrásněnými a tektonicky rozčleněnými příkrovy račanské jednotky magurského flyše. Při podrobném geomorfologickém mapování v měřítku 1:25 000, které v tomto území v současné době provádím, jsem v převažujícím erozně-denudačním georeliéfu se třemi úrovněmi mladotřetihorního zarovnání odlišil i tvary různých rozměrů podmíněné strukturně. Cílem této práce je objasnit vliv geologické struktury a tektoniky na vzhled, vývoj a rozmístění některých povrchových tvarů. Pro vysvětlení geneze řady současných povrchových tvarů, zejména ve vrchovinné a hornatinné části Karpat, má klíčový význam morfostrukturní analýza.

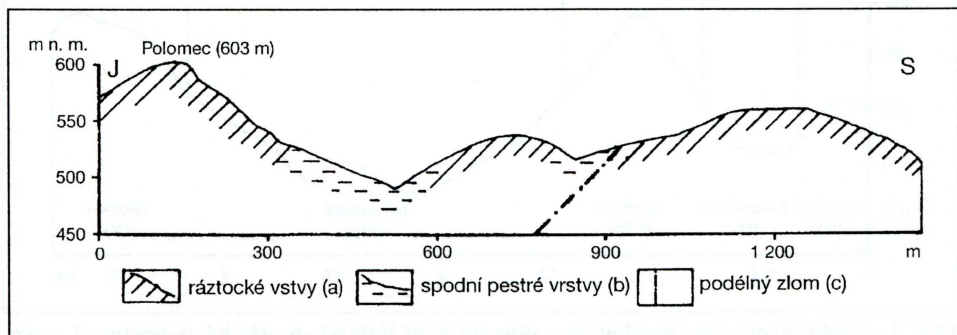
Morfostrukturní analýza vymezuje struktury zemské kůry a stanovuje historii jejich vývoje na základě současných i fosilních tvarů georeliéfu a rozšíření sedimentů mladšího kenozoika. Při této analýze se vymezují morfostrukturní jednotky odrážející vlastnosti geologické struktury, a vlivy neotektoniky. Morfostruktura ovlivňuje georeliéf litologickým typem hornin a jejich mineralogickým složením, střídáním hornin, úložnými poměry hornin a oro-

genetickými a epeirogenetickými pohyby zemské kůry. Zatímco aktivní morfostruktury jsou vytvořeny hlavně neotektonickými pohyby, pasívní morfostruktury odrážejí geomorfologickou hodnotu hornin.

Aktivní morfostruktura

Studované území je součástí beskydské zdvihové vrásnozломové morfostruktury. Vývoj příkrovů studovaného území, stejně jako celé račanské jednotky flyšových Karpat, začal ve spodním oligocénu mladopyrenejským vrásněním. Hlavní strukturotvorná fáze magurského příkrovu však nastala až za sávského vrásnění (mezi egerem a egenburgem). Toto vrásnění vyvolalo odlepení sedimentů račanské jednotky od podloží a jejich přesunutí v podobě příkrovů na předpolí. Utvářena byla vnitřní stavba příkrovu charakterizovaná antiklinálními pásmy složenými ze soláňského a belovežského souvrství a synklinálními pásmy ze zlínského souvrství. Ve vnějších jednotkách flyšového pásma (slezská, podslezská) došlo během sávských pohybů k ukončení sedimentace, k vyvrásnění sedimentární výplně a ke vzniku embryonální příkrovové stavby. Ta byla dotvořena v miocénu ve staroštyrské fázi (mezi karpatem a spodním badenem) a v mladoštyrské fázi (rozhraní spodního a svrchního badenu) násunem na neogénní formace karpatské čelní hlubiny (Pesl 1987, Roth 1980). Magurský příkrov se vyznačuje značným stlačením, které se projevuje všeobecně příkrovou polohou vrstev. Dokladem násunu magurského příkrovu na slezský příkrov jsou ve studovaném území příkrovové trosky magurského flyše spočívající na jílovcích slezské jednotky u Rožnova pod Radhoštěm.

Jednotlivá antiklinální pásma magurského příkrovu jsou tvořena hlavně soláňskými a belovežskými vrstvami, synklinální pásma jsou tvořena zlínským souvrstvím. Na severním okraji magurského příkrovu vymezují A. Matějka (1957) a V. Pesl (1972a, 1972b, 1987, 1989) čelní antiklinorium (maximální šířka antiklinoria je přes 6 km) a v něm výrazný tektonický element – antiklinální pruh Žáry (jižně od Vidče). Tektonický význam tohoto antiklinálního pruhu je zdůrazněn přítomností spodnokřídových a středněkřídových vrstev diapiricky pronikajících paleogénní vrstvy. Severní omezení pruhu Žáry tvoří přesmyková dislokace, dělicí tuto část čelního antiklinoria na dvě strukturní jednotky – severnější pásmo Hlaváčky a jižnější pásmo bystřičské. Antiklinální pruh Žárů se v georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny projevuje



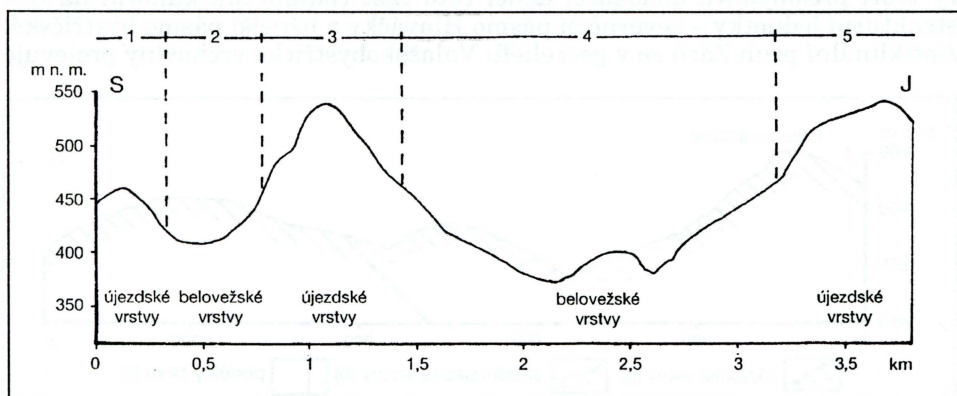
Obr. 1 – Profil antiklinálním pruhem Žáry severně od Valašské Bystřice. a – ráztocké vrstvy, b – spodní pestré vrstvy, c – podélný zlom.

jako systém 2 a místy až 3 rovnoběžných hřbetů západovýchodního směru oddělených mělkými subsekventními údolními založenými v méně odolných křídových vrstvách (obr. 1). Tato údolí se vyznačují tektonicky podmíněnou výškovou asymetrií. Severní svahy čelního antiklinoria nad Rožnovskou brázdou mají menší sklon a nižší relativní převýšení vůči okolním sníženinám než je tomu na čelních svazích Moravskoslezských Beskyd a Hostýnských vrchů. Flyšová souvrství budující čelo Vsetínských vrchů mají totiž velký podíl pelitické složky.

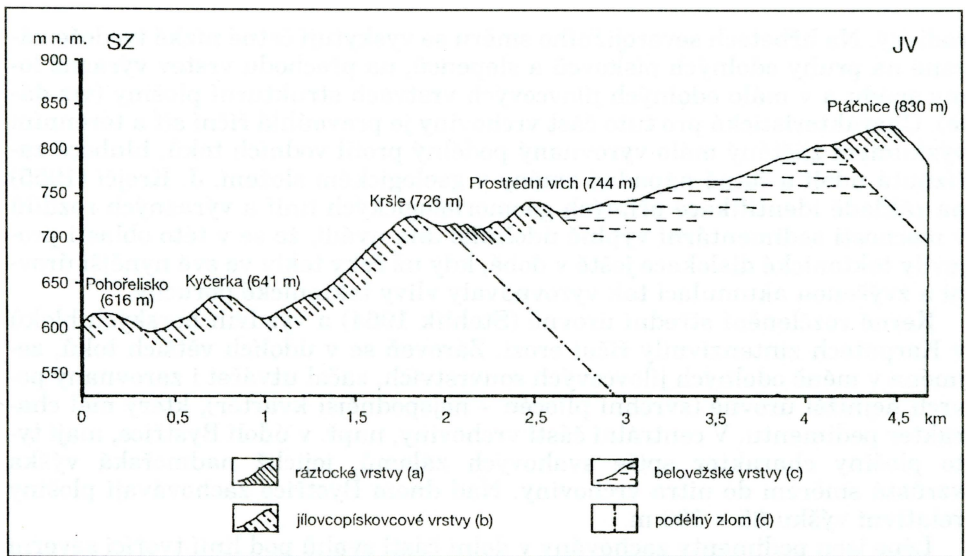
Jižně od čelního antiklinoria leží synklinoriální pásmo vsetínské. Pouze severně od Zemanky (720 m n. m.) a Ptáčnice (830 m n. m.) se mezi tato dvě pásma vklínuje ještě synklinální pruh belovežských vrstev. Západně od významné tektonické poklesové linie Jarcová – přehrada Bystřička – údolí Bystřičky – dolina Ráztoky se nachází několik silně porušených antiklinálních a synklinálních pásem. Uvedená antiklinální a synklinální pásma jsou znázorněna na obrázku 2. V georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny se příliš neprojevují, neboť byla silně denudována a rozřezána hustou sítí shodných i neshodných údolí. Místy došlo i k inverzi georeliéfu, např. v antiklinále Růžďky, která tvoří výraznou sníženinu mezi hřbety západovýchodního směru v synklinálních pásmech Krbácko – Páleniska a Pastýřův vrch (obr. 2).

Už během orogenetických pohybů byly vznikající morfostruktury silně denudovány. V neogénu se střídaly fáze intenzivní denudace v obdobích tektonického klidu s fázemi aktivnější tangenciální i radiální tektoniky. Výsledkem tohoto neogénního vývoje jsou 3 úrovně zarovnaných povrchů, jejichž zbytky jsou v georeliéfu dodnes dobře patrné. I když se denudační plošiny zarovnávající horninové komplexy o různé odolnosti řadí k morfoskulpturním tvarům, lze jejich zkoumáním usuzovat na charakter tektonických deformací během neogénu, které významným způsobem ovlivnily dnešní vzhled Karpat. Jejich výzkum má pro morfostrukturní analýzu oblasti klíčový význam.

Vznik nejstarší úrovně je datován do sarmatu až spodního pliocénu (Stehlík 1964). Relikty této úrovně nedosahují ve Valašskobystřické vrchovině velkého plošného rozšíření a jsou pokračováním plošin stínajících kulminační část Soláňského hřbetu. Nejvýznamnějším zbytkem této úrovně je plošina na vrcholu Ptáčnice v nadmořské výšce 830 m. Západně od významné tektonické li-



Obr. 2 – Profil inverzním georeliéfem v západní části Valašskobystřické vrchoviny. 1 – synklinální pásmo bystřičské, 2 – antiklinální pásmo Mikulůvky, 3, synklinální pásmo Krbácko-Páleniska, 4 – antiklinální pásmo Růžďky, 5 – brachysynklinální pásmo Pastýřova vrchu.



Obr. 3 – Plošiny střední úrovně zarovnání v centrální části Valašskobystrické vrchoviny oddělené strukturálním svahem od nejvyšší úrovně zarovnání na Ptáčnici; a – ráztocké vrstvy, b – jílovcopískovcové vrstvy, c – belovežské vrstvy, d – podélný zlom.

nie, směřující podél říčky Bystřičky k jihu, jsou zbytky těchto plošin dochovány v nadmořské výšce okolo 700 – 730 m na vrcholech Dušné, Štípy a Vrchhůry. K tektonické deformaci této úrovně došlo s největší pravděpodobností mezi spodním a svrchním pliocénem (Buzek, 1969, 1976, 1984).

Po tomto období zvýšené tektonické aktivity následovalo další údobí stability ve svrchním pliocénu, což dokládají četné zbytky destruktivních plošin tzv. středního zarovnání. Výškové rozpětí zbytků těchto plošin ve Valašskobystrické vrchovině je poměrně široké (480 – 740 m n. m.), a to nejen v závislosti na různé odolnosti hornin a odlišných výškách místních erozních základů, ale také na intenzivním rozlámání, které tuto úroveň rozčlenilo na bloky do různých výšek. Největších výšek plošiny dosahují severně od kulminačního hřbetu. Od zbytků nejvyšší úrovně zarovnání jsou odděleny strmými strukturálními svahy. Odsud směrem do centrální části Valašskobystrické vrchoviny se výška plošin postupně snižuje (obr. 3) a tvoří výraznou vrcholovou hladinu mírně se svažující k SZ, tektonicky sice slabě porušenou, zato intenzivně rozčleněnou erozí vodních toků.

Výraznější výšková dislokace těchto plošin se projevuje v severní části Valašskobystrické vrchoviny v okolí Žárů v místech podélných tektonických poruch provázejících okraj magurského příkrovu. Jako příklad uvádím 70 m výškový rozdíl mezi vrcholovými plošinami nad tektonicky podmíněným údolím Leskovce. K tektonicky podmíněnému výškovému rozčlenění plošin střední úrovně došlo i západně od diagonální poruchy, která směřuje k jihu od přehrady Bystřička. Mezi touto poruchou a Vsetínskou Bečvou je řada podélných i příčných poruch a rozdíly v nadmořských výškách vedle sebe ležících plošin činí i několik desítek metrů. Jejich výška postupně klesá směrem k západu od 700 m n. m. až na 480 m n. m. nad Vsetínskou Bečvou.

V jižní části Valašskobystrické vrchoviny je v málo odolných vsetínských a belovežských vrstvách výskyt plošin střední úrovně zarovnání jen velmi spo-

radický. Na hřbetech severojižního směru se vyskytují četné nízké tvrdoše vázané na pruhy odolných pískovců a slepenců, na přechodu vrstev výrazné lomy spádu a v málo odolných jílovcových vrstvách strukturní plošiny (viz dále). Charakteristická pro tuto část vrchoviny je pravouhlná říční síť a terénním výzkumem zjištěný málo vyrovnaný podélný profil vodních toků, hluboce zaříznutá údolí a četné nápadné změny v geologickém složení. J. Krejčí (1955) na základě identifikace přímých geomorfologických linií a výrazných rozdílů v mocnosti sedimentární výplně údolního dna uvádí, že se v této oblasti projevily tektonické dislokace ještě v době, kdy už řeky tekly ve své nynější úrovni a zvýšenou akumulací tak vyrovnávaly vlivy tektonické poruchy.

Kerné rozčlenění střední úrovně (Stehlík 1964) a výzdvih horských bloků v Karpatech zintenzivnily říční erozi. Zároveň se v údolích větších toků, zejména v méně odolných jílovcových souvrstvích, začal utvářet i zarovnaný povrch nejnižší úrovně (svrchní pliocén – nejspodnější kvartér), který měl charakter pedimentu. V centrální části vrchoviny, např. v údolí Bystřice, mají tyto plošiny charakter spíše svahových zálomů, jejichž nadmořská výška vzrůstá směrem do nitra vrchoviny. Nad dnem Bystřice zachovávají plošiny relativní výšku 85 – 100 m.

Lépe jsou pedimenty zachovány v dolní části svahů pod linií tvořící severní ohraničení Valašskobystřické vrchoviny a jsou už součástí Rožnovské brázdy. Nadmořská výška plošin klesá z 510 m v okolí Vigantic až na 410 m v okolí Valašského Meziříčí. Relativní výška pedimentů nad Rožnovskou bečvou je 60 – 100 m, úklon 1 – 5°. Výškové diference i mezi vedle sebe ležícími plošinami jsou podmíněny přítomností jak podélných tektonických poruch před čelem magurského příkrovu (poklesový zlom Bečvy), tak i příčnými poruchami. Uplatnil se rovněž vliv nestejně odolnosti křivských, menilitových, podmenilitových a krosněnských vrstev. Největší výškové dislokace jsou mezi plošinami jižně od Vigantic, kde jejich relativní výška nad údolím Vsetínské Bečvy činí 20 – 100 m. Plošiny zde na svazích vytvářejí dvě výškové úrovně: vyšší úroveň jeví výrazný vztah k Rožnovské Bečvě jako své erozní bázi a má relativní výšku 60 – 100 m, zatímco nižší úroveň se váže spíše k Házovickému potoku, nad nímž plošiny zachovávají relativní výšku 50 – 60 m. Rozdílů v relativní výšce plošin nejnižší úrovně byly vyvolány s největší pravděpodobností neotektonickou aktivitou na významné tektonické linii, kterou je podélný poklesový zlom Bečvy probíhající právě dnem údolí Házovického potoka.

Nad údolím Vsetínské Bečvy činí relativní výška plošin 80 – 100 m (nejlépe jsou vyvinuty v okolí Jablůnky v jílovcích belovežských vrstev) a jejich tektonické rozčlenění je spíše ojedinělé (vrcholová plošina na Kobyle ve výšce 460 m n. m. převyšuje okolní plošiny o 50 m). Celkově je možné konstatovat, že tektonické rozčlenění nejnižší úrovně je slabší než úrovně střední.

Na neogénní denudaci následně navázala modelace georeliéfu periglaciálními pochody v pleistocénu. V holocénu se stále nejvýraznějším modelačním činitelem povrchově tekoucí voda. Při těchto procesech sehrála významnou roli pasivní morfostruktura.

Pasivní morfostruktura

Odolnost flyšových komplexů je dána především poměrem mezi mocností jílovců, pískovců a slepenců v souvrstvích ale i proměnlivou velikostí zrn v horninách, vlastnostmi tmele, hustotou puklin v mocnějších pískovcových komplexech i pravidelností střídání flyšových cyklů. Tyto vlastnosti hornin v zá-

Tab. 1 – Relativní odolnost flyšových komplexů na základě morfometrických ukazatelů

Horniny	Převažující sklon svahů	Relativní výška hřbetnic nad údolnicemi
1. velmi odolné rusavské vrstvy zlínského souvrství pískovcoslepencové vrstvy soláňského souvrství ráztocké vrstvy soláňského souvrství vsetínské vrstvy zlínského souvrství újezdské vrstvy zlínského souvrství jílovcopískovcové vrstvy soláňského souvrství	více než 20° 15 – 25° 15 – 25° 15 – 25° 15 – 25° 10 – 20°	více než 300 m nezjištěna 125 – 275 m 150 – 275 m 150 – 250 m 100 – 250 m
2. středně odolné belovežské souvrství křivské vrstvy zlínského souvrství spodní pestré vrstvy	5 – 15° 5 – 15° 5 – 15°	do 200 m do 100 m nezjištěna
3. málo odolné krosněnské vrstvy podmenilitové a menilitové vrstvy	5 – 10° 2 – 10°	do 75 m do 75 m

vislosti na měnícím se klimatu vedly k různé intenzitě destrukčních procesů, což se nutně muselo projevit v současném vzhledu georeliéfu. Vztahy mezi morfometrickými charakteristikami georeliéfu a jeho geologickým podložím se v Moravskoslezských Beskydech a Podbeskydské pahorkatině podrobně zabýval L. Buzek (1969, 1976, 1982, 1984). Vycházel z toho, že různá geomorfologická hodnota hornin ovlivňuje sklon svahů a výšku hřbetnic nad údolnicemi. Porovnáním těchto dvou ukazatelů s údaji v podrobných geologických mapách pak lze vytvořit relativní třídy odolnosti hornin. Podobně byla tato metoda aplikována i při morfostrukturní analýze Valašskobystřické vrchoviny.

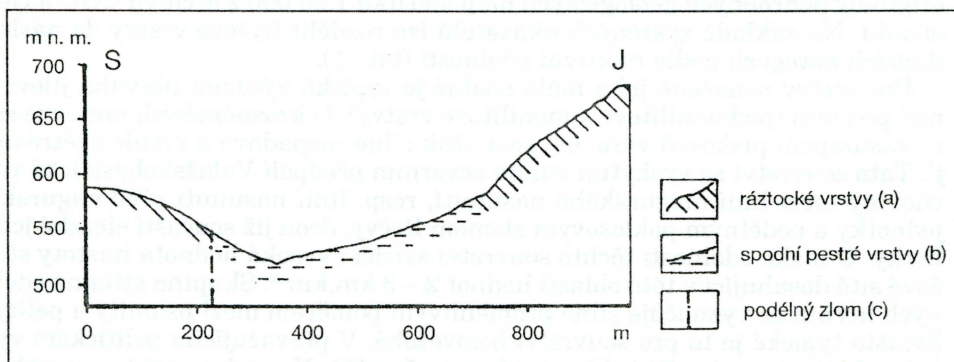
Ve sledovaném území byly sklony svahů zjištěny na základě měření horizontálních vzdáleností mezi vrstevnicemi v topografických mapách měřítko 1:10 000, relativní výšky hřbetnic nad údolnicemi potom z map měřítko 1:25 000. Cenným podkladem pro morfostrukturní analýzu byly rukopisné originály podrobných geologických map měřítko 1:25 000 z archívů ČGÚ a Geofondu. Na základě zjištěných ukazatelů lze rozdělit flyšové vrstvy do následujících kategorií podle relativní odolnosti (tab. 1).

Pro vrstvy označené jako málo odolné je typická výrazná převaha jílovců nad pískovci (podmenilitové a menilitové vrstvy). U krosněnských vrstev je sice zastoupení pískovců výrazné, jsou však silně rozpadavé a rychle zvětrávají. Tato souvrství se vyskytují jen na severním předpolí Valašskobystřické vrchoviny mezi linií magurského nasunutí, resp. linií nasunutí předmagurské jednotky a podélným poklesovým zlomem Bečvy. Jsou již součástí slezské jednotky. O nízké odolnosti těchto souvrství svědčí i vysoká hodnota hustoty stržové sítě dosahující v této oblasti hodnot 2 – 3 km.km⁻². Skupina středně odolných hornin se vyznačuje silně proměnlivým poměrem mezi psamity a pelity. Zvláště typické je to pro souvrství belovežské. V převažujícím pelitickém vývoji tohoto souvrství činí sklon svahů jen 5 – 10°. Naopak, v místy se vyskytujících polohách hrubých pískovců, mají svahy často větší sklon než 25°. Ve

skupině hornin velmi odolných pak převažují pískovce a slepence nad jílovcí, v rusavských vrstvách a pískovcoslepencových vrstvách soláňského souvrství jsou jílovce naprosto podřadné nebo zcela chybějí. Strmé údolní svahy (často nad 25°) a hluboce zaříznutá údolí ve vsetínských vrstvách, pro něž V. Pešl (1987) uvádí převahu jílovců nad pískovci, je třeba spojovat s neotektonickou aktivitou této oblasti, která se nejspíše projevovala ještě v kvartéru (viz kapitola o aktivní morfostruktuře). I ve vsetínských vrstvách poměr mezi jílovcí a pískovci silně kolísá, jak je patrné z výrazné pískovcové polohy budující 38 m vysokou Valovu skálu na levém svahu v údolí Velkého Skalníku.

Geologické podloží predisponuje i směr hlavních odtokových linií a hřbetů Valašskobystřické vrchoviny. Směr údolí řeky Bystřice, odvodňující centrální část Valašskobystřické vrchoviny, je silně kontrolován průběhem flyšových vrstev. Zatímco ve své horní části má údolí často průlomový charakter napříč vrstvami soláňského souvrství, od hráze přehrady Bystřička je tok kontrolován průběhem vrstev zlínského souvrství. Nejprve se řeka stočí prudce k jihu o 90° a po asi 750 m opět k západu, a to shodně se změnou orientace rusavských vrstev. Tento směr řeka zachovává až po ústí do Vsetínské Bečvy při průtoku synklinálním pásmem Bystřičky (újezdské vrstvy). Subsekventní charakter mají i horní části údolí dvou jejích největších přítoků – Bystřičky a Růždky. Jsou založena v málo odolných pruzích belovežského souvrství, jak je patrné na četných výchozech v řečišti, a kopírují jejich průběh. Říčka Bystřička dále sleduje průběh diagonálního poklesového zlomu. Snad nejlépe se vliv morfostruktury projevil v morfologii horní části údolí potoka Leskovce v antiklinále Žárů severně od Valašské Bystřice (obr. 4). Údolí je založeno v úzkém pruhu málo odolných jílovcových spodnokřídových vrstev pískovcové antiklinály Žáry. Levý svah, exponovaný k SSZ, má v horní části velký sklon, neboť je založen na vrstevních čelech. Pravý údolní svah, založený na vrstevních plochách, má sklon mírnější. Velmi nápadná je i tektonicky podmíněná výšková asymetrie, neboť údolí je založeno na zlomové zóně. Podobný charakter mají např. i další dvě, západněji ležící údolíčka. Údolí, která mají alespoň část shodnou s průběhem vrstev, je však v povodí Bystřice více.

Mimo povodí Bystřice tečou souhlasně s průběhem vrstev téměř všechny další přítoky Vsetínské Bečvy – Křivský potok jižně od Valašského Meziříčí (údolí je založeno v pruhu pestrých vrstev), Medůvka a Lýkový potok. Dnem údolí potoka Jasénka probíhá zlom a tektonickou podmíněnost lze předpokládat i v údolí Jasenice. V předpolí Valašskobystřické vrchoviny je tektonicky

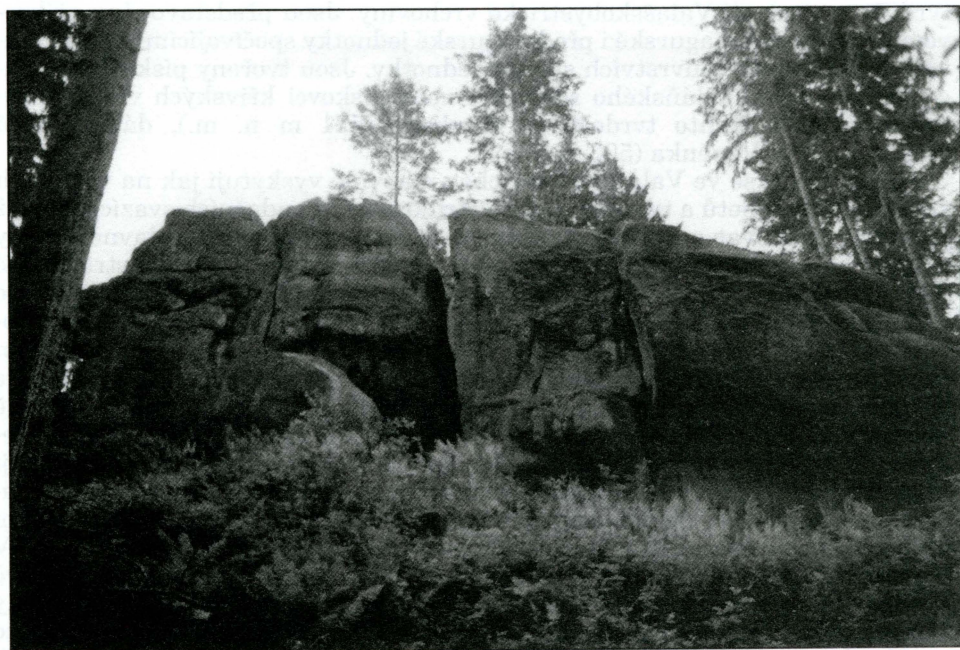


Obr. 4 – Příčný profil sklonově a výškově asymetrickým údolím potoka Leskovce; a – ráztocké vrstvy, b – spodní pestré vrstvy, c – podélný zlom.

podmíněně údolí Hážovického potoka vázané na poklesový zlom Bečvy a souhlasně s průběhem linie magurského nasunutí teče i potok Maretka ve své horní části, a to až k průlomovému údolí křivskými vrstvy předmagurské jednotky.

Shodné hřbety se vyskytují převážně v severní části tzv. čelního antiklinoria ze soláňského souvrství a v západní části vrchoviny v synklinálních pásmech zlínského souvrství. V centrální části vrchoviny jsou hřbety k průběhu vrstev orientovány nesouhlasně, jsou široce zaoblené a vznikaly na styku údolních svahů. Vyskytují se na nich četné plošiny střední úrovně zarovnaní, nad nimiž čnějí mírně klenuté tvrdoše. Na styku odolných a méně odolných vrstev hornin vznikly strukturní zálomy.

Mezi shodnými hřbety lze vyčlenit hřebeny z tvrdých pískovcových hornin, na jejichž morfologii se vlastnosti podloží uplatnily zvláště výrazně. Nejlépe jsou vyvinuty v rusavských pískovcích a slepencích v okolí přehradní nádrže Bystřička. Vyznačují se velmi příkrými svahy, jsou velmi úzké a převážně skalnaté. Skály se vyskytují jak na vrcholech hřebenů ve formě skalních věží a zdí, tak i v horní části čelních svahů, kde mají podobu mrazových srubů. Při vzniku těchto hřebenů se výrazně uplatnila periglaciální modelace v chladných obdobích pleistocénu. Mezi nejvýraznější patří hřeben vybíhající ze Štípy (707 m n. m.) k VSV se skalní zdí, vysokou 12 m, erozí rozčleněnou podél puklin, hřeben zvaný Jazevky vybíhající z vrcholu Klenova (678 m n. m.) k Z s mrazovým srubem a 15 m vysokou skalní věží, strukturní hřbet Medůvka (608 m) se 7 m vysokým skalním útwarem (obr. 5) a hřeben s délkou 1 400 m vybíhající k ZJZ z vrcholu Brdo (718 m n. m.). Vypreparováním odolné pískovcové polohy vsetínských vrstev vznikl hřeben, vybíhající z vrchu Snož (663 m n. m.) k západu. Na jeho jižním svahu vystupuje mohutný 38 m vysoký mrazový srub – Valova skála. V jižní části vrchoviny vznikly



Obr. 5 – Mrazový srub na Medůvce rozčleněný erozí podél puklin

v hrubých pískovcích a slepencích, jinak převážně jílovcových, belovežských vrstev dva výrazné strukturní hřbety s ostrohrannými výstupy nízkých skalisek na vrcholu. První z nich vybíhá z Cábu, v délce asi 750 m, a druhý, výraznější, dlouhý 3 km je vázaný na jižnější pískovcový pruh. V jílovcích mezi oběma hřbety vzniklo subsekventní údolí horní Jasenice. Kromě výrazných strukturních hřbetů jsou v belovežských vrstvách vyvinuty i nízké strukturní hřbítky s výrazným sklonem. Tyto hřbítky jsou silně pokryty ostrohrannou sutí, mrazové sruby ani vrcholové skály se na nich nevyskytují. Jsou výrazně asymetrické se strmějším svahem na vrstevních čelech. Nejvýrazněji se vytvořily v odolném pískovcovém souvrství táhnoucím se od údolí potoka Vesník až ke Kotlinám (741 m n. m.). Hřbítky jsou na několika místech přerušeny průlomovými údolními potoky. O vysoké odolnosti psamitů belovežského souvrství svědčí i to, že budují nejvyšší vrchol zkoumaného území (Cáb 841 m n. m.) a mimo sledované území i kulminační část Soláňského hřbetu mezi Soláněm (861 m n. m.) a Tanečnicí (912 m n. m.).

Z důvodu silného zyrásnění, stlačení, značného úklonu hornin a nízké odolnosti flyšových souvrství jen málo svahů kopíruje sklon vrstev. Kromě svahů na vrstevních plochách vypreparovaných skalních stěn se tyto strukturní svahy dochovaly v odolných rusavských vrstvách v SZ části hřbetu Klenov, částečně i v jeho západní části a na malé ploše i na severním svahu hřbetu Medůvky.

S vývojem úzkých hřebenů geneticky souvisí i vznik tvrdošů vypreparováním nejodolnějších hornin a často přemodelovaných periglaciálními procesy. Velké množství se jich nachází v pruzích rusavských vrstev, kde se vyznačují výraznou úpatnicí a strmými svahy, často jsou skalnaté. Tvrdoše na široce zabložených neshodných hřbetech mají menší relativní výšku a mírné konvexní svahy bez viditelné mrazové modelace. Nápadné terénní dominanty tvoří tvrdoše v předpolí Valašskobystrické vrchoviny. Jsou představovány příkrovovými troskami magurské i předmagurské jednotky spočívajícími na zde převážně jílovcových souvrstvích slezské jednotky. Jsou tvořeny pískovcoslepencovými vrstvami soláňského souvrství nebo pískovci křivských vrstev. Nejvýraznějším z těchto tvrdošů je Hradisko (521 m n. m.), dále Rysová (554 m n. m.) a Vápenka (523 m n. m.).

Skalní tvary se ve Valašskobystrické vrchovině vyskytují jak na vrcholech strukturních hřbetů a tvrdošů, tak na strukturně denudačních svazích. I když je nelze považovat za pravé strukturní tvary, neboť vznikly hlavně účinky chladného periglaciálního klimatu, jsou na většině míst výskytu strukturně podmíněné. Při jejich vývoji hrály důležitou roli úložné poměry, litologie a charakter rozpukání hornin. Mrazové sruby se ve Valašskobystrické vrchovině vyskytují převážně v polohách rusavských vrstev (analogie s výskytem těchto tvarů v Hostýnských vrších). I v mikroreliéfu skalních tvarů lze dobře pozorovat odlišné vlastnosti hornin. Pokud při úpatí srubů vystupují méně odolné slepencové polohy, projevuje se to jejich podkopáváním a vznikem převisů. Ve stěnách, v závislosti na odolnosti hornin vůči zvětrávání, vznikají skalní římsy a lišty. Podél puklinových ploch dochází k zesílenému zvětrávání a průrvy mohou dosáhnout velikosti až několika dm. Nejvýznamnějšími v rusavských pískovcích a slepencích jsou mrazový srub Na Havrance v SV části hřbetu Klenov (vysoký 19 m), dvoustupňový mrazový srub na Zádrhlově (13 m) a vrcholový mrazový srub ve výšce 525 m n. m. západně od Medůvky (10 m). Kryoplanační terasy, 1 – 5 m široké, jsou výrazněji vyvinuté pouze v případě, že při úpatí mrazových srubů vystupuje slepencová poloha. Ojedinelé a nižší jsou mrazové sruby v ráztockých pískovcích soláňského souvrství

v nejstrmějších částech k severu exponovaných svahů při čele magurského nasunutí. Při svém úpatí mají vyvinutý výrazně plochý povrch pokrytý ostrohrannou sutí, vázaný na výskyt méně odolných, převážně jílovcových vrstev. Tento povrch je tedy do značné míry strukturně podmíněný. Na některých místech této vrchoviny vznikala kryogenní morfoskulptura pravděpodobně pouhým přemodelováním strukturních svahů.

Kromě strukturně podmíněných zvýšení se na svazích Valašskobystřické vrchoviny vyskytují i nápadné plošiny malých rozměrů, jejichž výšková pozice neodpovídá žádné z úrovní mladotřetihorního zarovnání georeliéfu a jsou tedy podmíněny litologicky. Na rozdíl od destruktčních plošin, které sečou horniny různé geomorfologické hodnoty, jsou tyto plošiny vázány na polohy jílovců a břidlic uzavřené mezi odolnější horniny. L. Buzek (1969, 1972, 1976, 1984) je označuje jako strukturní plošiny. Sklon těchto plošin neodpovídá sklonu vrstev. Vznik plošin zapříčinila rozdílná intenzita erozně-denudačních pochodů v psamitech a pelitech. Mají menší plošný rozsah než plošiny sečné a vyskytují se buď na svazích nebo na dně sníženin mezi dvěma svahy tvořenými odolnějšími horninami, kde tvoří nízké rozvodí mezi dvěma subsekventními toky. Jejich sklon většinou činí 2 – 10° a od strmých svahů jsou odděleny strukturními zálomy. Ve Valašskobystřické vrchovině vznikly převážně ve spodnokřídových pestrých vrstvách a ve vrstvách belovežských. V terénu jsou proto dobře zjištělné podle červenohnědé zvětraliny, neboť oba tyto typy vrstev obsahují rudohnědé jílovce. Často se v okolí popisovaných plošin vyskytují strže nebo kvartérní údolíčka, na jejichž dně jsou tyto jílovce odkryty.

Závěr

V erozně-denudačním georeliéfu Valašskobystřické vrchoviny, jehož vývoj probíhal za různých klimatických podmínek v neogénu a kvartéru byly rozlišeny povrchové tvary, jejichž vzhled, rozmístění a vývoj výrazně ovlivňovaly strukturní poměry a neotektonika.

Směr flyšových souvrství od západu k východu se výrazně promítl do průběhu hlavních údolí a hřbetů. Shodná údolí Vsetínských vrchů se od shodných údolí popsaných v Moravskoslezských Beskydech (Buzek 1976, 1984) odlišují tím, že se většinou nevyznačují sklonovou asymetrií. V Moravskoslezských Beskydech vrstvy často upadají k jihu pod úhlem okolo 30° a v údolích západovýchodního směru je tak severní svah vázaný na vrstevní čela příkřejší a jižní svah mírnější. Ve Vsetínských vrších se s tímto jevem setkáváme jen výjimečně (např. údolí Leskovce, Medůvky a Maretky) a to pro silné stlačení a strmý úklon vrstev (až 70 – 90°), který se navíc i na krátkých vzdálenostech mění ze severního na jižní a naopak.

Dnešní průběh hřbetů a údolí byl v základních rysech předurčen již v neogénu. V tomto období se střídaly fáze tektonického klidu během nichž se v georeliéfu vytvořily 3 úrovně zarovnaných povrchů, s fázemi tektonické aktivity, o níž svědčí zejména výškové dislokace plošin jednotlivých úrovní zarovnání. Nejvýraznější tektonické porušení vykazuje střední úroveň zarovnání (pravděpodobně svrchnopliocénního stáří) a to hlavně v severní části Valašskobystřické vrchoviny v oblasti podélných tektonických poruch čelních partií magurského příkrovu. Výškový posun mezi sousedními plošinami je až 70 m. Nejmladší zarovnaný povrch typu pedimentu (svrchní pliocén – nejspodnější kvartér) je nejlépe vyvinut na meziúrodních hřbetech severního předpolí vrchoviny v Rožnovské brázdě. Výškový posun sousedních plošin činí asi

30 m a byl pravděpodobně vyvolán aktivitou na podélném poklesovém zlomu Bečvy. Proti pedimentům v Rožnovské brázdě je relativní výška plošin nad Vsetínskou Bečvou asi o 20 m vyšší, z čehož lze usuzovat, že výzdvih nebyl ve všech částech vrchoviny stejnoměrný. O vyšší tektonické aktivitě v jihozápadní části Valašskobystřické vrchoviny svědčí i výskyt četných dílčích příčných poruch, pravouhlá říční síť a nevyrovnaný podélný profil vodních toků. Obě oblasti odlišných výšek plošin stejného stáří nad Rožnovskou a Vsetínskou Bečvou jsou odděleny tektonickou poruchou na linii Bystřičky směru SSZ – JJV.

Geologická struktura působila na vývoj a charakter současných povrchových tvarů vrchoviny jak směrem souvrství, průběhem tektonických linií a aktivními vertikálními neotektonickými pohyby, tak velmi výrazně geomorfologickou hodnotou hornin. S rostoucím podílem pískovců a slepenců v souvrstvích se sklon svahů a hloubka údolí zvyšují.

Selektivní eroze se podílela na vzniku strukturálních hřbetů v západní a jihozápadní části Valašskobystřické vrchoviny budovaných rusavskými pískovci a slepenci ale i pískovcovými polohami vsetínských a belovežských vrstev. Tyto hřbety zachovávají, s malými odchylkami, v celé vrchovině směr $75^\circ - 255^\circ$. Skalní tvary jsou dvojího typu. Izolované skály ve tvaru skalních věží, zdí, či jen několik dm vysokých ostrých výčnělků se nacházejí na vrcholech hřbetů a tvrdošů, mrazové sruby pak na čelech rusavských a méně už soláňských pískovců a slepenců. Na svazích vytvořených ve spodních pestrých vrstvách a ve vrstvách belovežských se vyskytují nápadné plošiny, jejichž výšková pozice neodpovídá žádné z úrovní mladotřetihorního zarovnání. Označují je jako strukturální plošiny. Jejich vznik byl podmíněn různou odolností pískovců a jílovců vůči erozi.

Proměnlivost podílu psamitů a pelitů ve flyšových souvrstvích v různých částech vrchoviny i rozdíly v mocnosti a složení deluviálních plášťů sehrály významnou roli i v hustotě rozšíření a vzhledu nejmladších povrchových tvarů (strží a zvláště sesuvů). Tyto velmi mladé povrchové tvary jsou zkoumány zejména v souvislosti s jejich dalším vznikem po extrémních srážkách v červenci 1997.

Literatura:

- BUZEK, L. (1969): Geomorfologie Štramberské vrchoviny. Spisy PF v Ostravě, 11, Ostrava 90 s.
- BUZEK, L. (1972): Zarovnané povrchy Radhošských Beskyd. Sborník prací PF v Ostravě, ř. E-2, 28, SPN, Praha, s. 23-43.
- BUZEK, L. (1976): Geomorfologická charakteristika Radhošské hornatiny a jejího severního předpolí. Sborník prací PF v Ostravě, ř. E - 5, 46, SPN, Praha, s. 33-74.
- BUZEK, L. (1979): Metody v geomorfologii. Ostrava, PF v Ostravě, 155s.
- BUZEK, L. (1982): Morfometrické charakteristiky jako ukazatelé litologického charakteru podloží (na příkladu centrální části Moravskoslezských Beskyd). Sborník prací PF v Ostravě, ř. E-12, SPN, Praha, s. 91-114.
- BUZEK, L., HAVRLANT, M., KRÍŽ, V., LITSCHMANN, T. (1984): Beskydy. Příroda a vztahy k Ostravské průmyslové oblasti. PF v Ostravě, Ostrava, 347 s.
- CZUDEK, T. (1997): Reliéf Moravy a Slezska v kvartéru. Sursum, Brno, 213 s.
- CZUDEK, T., DEMEK, J., STEHLÍK, O. (1961): Formy zvětvávání a odnosu pískovců v Hostýnských vrších a Chříbech. Časopis pro mineralogii a geologii, VI, Praha, s. 262-269.
- DEMEK, J.: Nauka o krajině. Skriptum. Rektorát UP v Olomouci, Olomouc, 253 s.
- DEMEK, J. a kol. (1965): Geomorfologie českých zemí. NČSAV, Praha, 336 s.
- DEMEK, J. a kol. (1972): Manual of Detailed Geomorphological Mapping. Academia, Praha, 334 s.

- DEMEK, J. a kol. (1987): Zeměpisný lexikon ČSR – Hory a nížiny. Academia, Praha, 584 s.
- DEMEK, J., NOVÁK, V. a kol. (1992): Vlastivěda moravská. Země a lid. BRNO, Muzejní a vlastivědná společnost v Brně, 242 s.
- HASALOVÁ, E. (1992): Skalní tvary Vsetínských vrchů. Diplomová práce. PŘF UP, Olomouc, 1992.
- KIRCHNER, K. (1978): Geomorfologické poměry povodí řeky Senice v Moravsko-slovenských Karpatech. *Studia Geographica*, 56, GÚ ČSAV, Brno, 48 s.
- KREJČÍ, J. (1944): Geomorfologická analýza Zlínska. Práce Moravské přírodovědecké společnosti, XVI, č. 2, Brno, s. 1-29.
- KREJČÍ, J. (1955): Nejmladší tektonické poruchy v údolí Dřevnice a Vsetínských Bečvy. Práce brněnské základny ČSAV, 27, č. 2, Brno, s. 73-92.
- MATEJKA, A. (1956): Výzkum čelní oblasti magurského příkrovu mezi Valašským Meziříčím a Vsetínem. Zprávy geologického výzkumu v roce 1956, Praha, s. 122-124.
- PESL, V. a kol. (1972a): Základní geologická mapa 1:25 000 M-34-85-C-a Zubří. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Archiv Geofondu v Praze.
- PESL, V. a kol. (1972b): Základní geologická mapa 1:25 000 M-34-85-C-b Rožnov pod Radhoštěm. Vysvětlivky k základní geologické mapě. Archiv Geofondu v Praze.
- PESL, V. (1987): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list 25-144 Jablůnka. ÚÚG, Praha, 64 s.
- PESL, V. (1989): Vysvětlivky k základní geologické mapě 1:25 000 list 25-234 Horní Bečva. ÚÚG, Praha, 58 s.
- ROTH, Z. (1980): Západní Karpaty – terciární struktura střední Evropy. Academia, Praha, 128 s.
- STEHLÍK, O. (1960): Skalní tvary ve východní části Moravskoslezských Beskyd. Dějepis a zeměpis ve škole, 3, Praha, s. 46-47.
- STEHLÍK, O. (1963): Stopy mladotřetihorního zarovnání v okolí Rožnovské brázdy. Zpráva o geologických výzkumech, Praha, s. 285-287.
- STEHLÍK, O. (1964): Příspěvek k poznání tektoniky beskydského horského oblouku. Geografický časopis, 16, Bratislava, s. 271-280.
- ŠAUER, V. (1941): Tektonický reliéf v Moravských Karpatech. Práce Přírodovědné společnosti, 13, Brno, s. 1-26.
- VÍTEK, J. (1983): Skalní útvary na Skalném v Hostýnských vrších. Památky a příroda, 8, č. 7, Praha 1983, s. 440-441.
- ZEMAN, A. (1974): Možnosti aplikace morfostrukturní analýzy v československých Západních Karpatech. *Zemní plyn a nafta*, XIX, č. 3, Hodonín, s. 375-380.

Summary

THE MORPHOSTRUCTURAL ANALYSIS OF THE VALAŠSKOBYSTRICKÁ VRCHOVINA HIGHLAND AND ITS NORTHERN FORELAND

The Valašskobystrická vrchovina Highland belongs to the Outer Western Carpathians. The territory occupies the western part of the Vsetínské vrchy Hills, bordered by the Vsetínská Bečva River in the west and separated by the Rožnovská brázda Furrow from the Moravskoslezské Beskydy Mts. in the north.

The Valašskobystrická vrchovina Highland is built of the Magura flysch rocks of the partly tectonic Rača unit represented here by sandstones and claystones taking different share in the flysch beds. In the predominantly erosion-denudational relief of the highland the strong influence of the geological structure on mesoforms can be observed.

The morphostructural analysis methods are of a great importance in the investigation of the development of flysch Carpathians. Morphostructures are landforms of the tectonic origin modified in varying degrees by exogenic processes. They can be formed both by recent and present-day earth movements and by earlier movements (Demek, J. a kol. 1972).

The Valašskobystrická vrchovina Highland belongs to the Beskydian elevating fault – folded neotecture. The beginning of the origin of the present morphostructure belongs to the Neogene. Paleogene flyschoidal deposits of the geosyncline were folded in the so-called Styrian phase, probably already in the Savian phase. During the phases of tectonic repose three levels of the planation surfaces (Sarmatian-Lower Pliocene, Upper Pliocene, Upper Pliocene-Lower Quaternary) were developed. The surfaces of planation were tectonically disturbed in the phases of tectonic movements. The difference in height among

neighbouring surfaces in the middle level of planation can reach up to 70 m. The youngest surfaces (pediments) of the Rožnovská brázda Furrow were not dissected as much as the middle ones. The features of the active Tertiary morphostructure were also strongly obliterated by periglacial processes in the Pleistocene and by intensive erosion in the Holocene.

The erosion-denudational processes were also controlled by rock resistance (the passive morphostructure). Three categories of flysch stratas reflecting the relative resistance (tab.1) were created by comparison of geological and morphometrical maps (the map of relative ridge lines heights above valley bottoms and the map of slope angles). The lithological conditions influenced the morphometrical features of the Valašskobystřická vrchovina Highland. The directions of the main ridges and valleys are predominantly structurally controlled, especially in the western and northern part of the Highland. The hard rock ridges of resistant sandstones have the close relation to the lithology. These are typical for their steep slopes and rock residuals with strong periglacial modellation. Besides the structural ridges, selective erosion exhumed the hard rock residual hills consisting of sandstones that tower above the planation surfaces. The stripes of non-resistant claystones are marked by subsequent valleys. The flysch complexes, with prevailing claystones, often also create structural platforms of slope angle less than 10° surrounded by steep slopes consisting sandstones.

Fig. 1 – The profile of the anticlinal zone of Žáry north of Valašská Bystřice: Ráztoka layers, lower varied layers, longitudinal fault.

Fig. 2 – The profile of the western part of the Valašskobystřická vrchovina Highland. 1 – synclinal zone of Bystřička, 2 – anticlinal zone of Mikulůvka, 3 – synclinal zone of Krbácko – Páleniska, 4 – anticlinal zone of Růžďka, 5 – brachysynclinal zone of Pastýřův vrch.

Fig. 3 – The middle level planation surfaces of the central part of the Valašskobystřická vrchovina Highland separated by the structural slopes from the highest planation level on the Ptáčnice Hill. a – Ráztoka layers, b – clay-sandstone layers, c – Bielowiaza layers, d – longitudinal fault.

Fig. 4 – The cross profile of the asymmetrical valley of the Leskovec Brook. a – Ráztoka layers, b – lower varied layers, c – longitudinal fault.

Fig. 5 – The frost-riven cliff on the Medůvka Hill divided by erosion along its cracks.

(Pracoviště autora: autor je postgraduálním studentem na katedře fyzické geografie a geoekologie Přírodovědecké fakulty UK, Albertov 6, 128 43 Praha 2.)

Do redakce došlo 12. 2. 1998

Lektorovali Jaromír Demek a Jan Kalvoda