

JAN KREJČÍ

GEOMORFOLOGICKÁ STUDIE MASÍVU SINCE

Jan Krejčí: Geomorphological study of the massif of Sinec. Geogr. Čas., 33, 1981, 4; 6 fig., 19 refs.

The massif of Sinec is a very prominent relief feature in the Vepor section of the Slovenské rudohorie (Slovak Ore Mountains), composed of metamorphic and intrusive rocks. It is conspicuous by its arched longitudinal and transversal profiles. In the present paper geomorphological and geological evidences are given supporting the view that the massif is a dome bowed up in consequence of internal shearing.

ÚVOD

Masív Sinec, nazvaný tak podle svého nejvyššího vrcholu, kóty Sinec 917 m, je význačná geomorfologická i orografická jednotka jižní části Veporského rudohoří, významná i jako naleziště poměrně vzácných nerostných surovin. V geografické a geologické literatuře však o masívu Since nalézáme jen celkem stručné zmínky. R. 1956 M. Lukniš a E. Mazúr upozornili, že význačnou dislokaci, zvanou muráňská linie, sledují po její jižní straně morfologicky velmi nápadné klenby Sinec, Ostré, Trstia, Kohúta a Stolice, složené ze žuly nebo migmatitů. Přitom vyslovili domněnku, že to jsou opravdové tektonické klenby, které souvisejí s celkovým zdvihem pruhu krystalinika ležícího na J od muráňské linie. Za vlastního původce této domněnky označil E. Mazúr (1963) M. Lukniše. J. Hromádka (1968) vyslovil názor, že účinná hloubková eroze Klenovecké Rimavy rozdělila východní část Hroneckého pohoří na dva masívy — Ostrou a Sinec. V souhrnné geologické literatuře uvádí J. Kamenický (1967), že granitoidní masív kohútského krystalinika, který vystupuje v rimavickém subpásmu tohoto krystalinika, je rozdělen na dvě části: jihovýchodní masív Sinec a severovýchodní masív Kohúta. Několik stručných zmínek o Sinci je obsaženo též ve stati o geologické stavbě čs. Karpat v Československé vlastivědě (Fusán et al. 1968). V geologické literatuře se většinou udává, že masív Sinec je složen ze žuly.

V této studii podávám výsledky geomorfologického výzkumu masívu Sinec získané v rámci průzkumných prací, které na masívu a v jeho okolí provádělo v několika letech průzkumné středisko 013 Státního projektového ústavu obchodu v Brně pro potřeby odboru výstavby ONV v Rimavské Sobotě.

GEOGRAFICKÁ POLOHA MASÍVU SINCE

Podle regionálně geomorfologického členění Slovenské socialistické republiky provedeného E. Mazúrem a M. Luknišem (1980) masív Sinec patří do celku Stolické vrchy oblasti Slovenské rudohorie.

Masív Since je na všech stranách výrazně geomorfologicky omezen proti svému okolí. Má zhruba eliptický půdorys s delší osou probíhající ve směru SZ—JV. Délka této podélné osy měří cca 9 km. Kratší, příčná osa, probíhající ve směru SV—JZ, je dlouhá cca 7 km. Na jihovýchodní straně, v úseku mezi Hnúšťou—Likierem a Rimavskou Baňou, je okraj masívu lemován údolím řeky Rimavy. Na severovýchodní straně, mezi městy Klenovcem a Hnúšťou—Likierem, tvoří hranici masívu údolí Klenovecké Rimavy. Na JZ je hranicí masívu údolí řeky Rimavice v úseku mezi Kokavou nad Rimavicou a Rimavskou Baňou. Všechna tato tři údolí v úsecích lemujících masív Since neprobíhají přímočaře, ale jsou zřetelně vyklenuta směrem od masívu, souhlasně s obkloukovitým průběhem jeho úpatí.

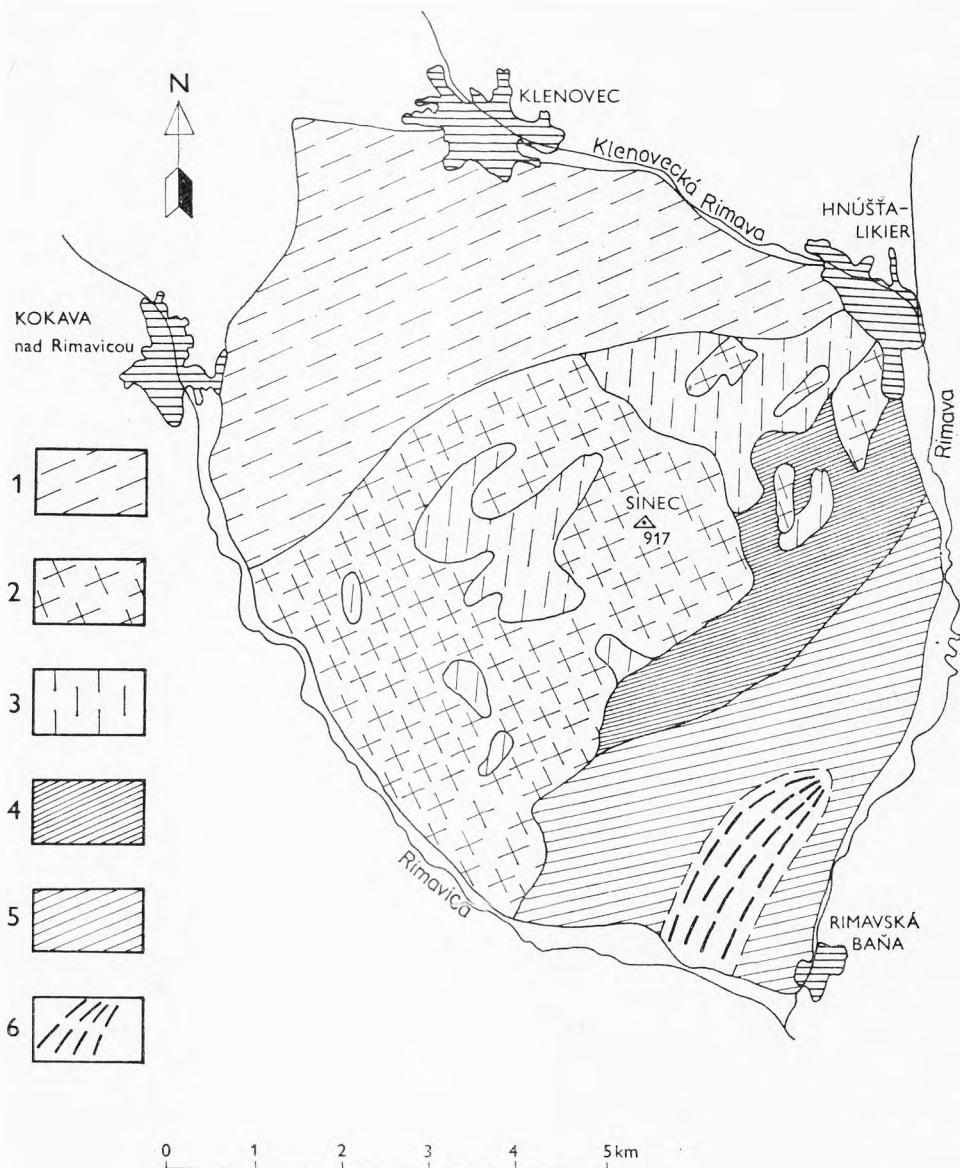
Na severozápadní straně, v úseku mezi Kokavou nad Rimavicou a Klenovcem, je hranice masívu tvořena výraznou depresí povrchu terénu. Ve své jižní a střední části je tato deprese protékána bezejmenným levostranným přítokem Rimavice, který teče v úzkém a hluboce zaříznutém údolí. Jeho pramenná oblast přechází směrem k S a SV v sedlo, které leží ve výši 525 m n. m., t. j. 175 m nad dnem údolí Klenovecké Rimavy u Klenovce a 200 m nad údolím Rimavice u Kokavy nad Rimavicou. S tohoto sedla, které je vzdáleno cca 1,5 km na JZ od údolí Klenovecké Rimavy, stékají směrem k SV poměrně krátké potočky — přítoky Klenovecké Rimavy.

GEOLOGICKÉ SLOŽENÍ MASÍVU SINCE

Geologické složení masívu Since je dosti pestré. Je tvořeno několika druhy hornin, které se vyskytují v pruzích probíhajících od SV k JZ, tedy ve směru zhruba kolmém na podélnou osu masívu. Všechny tyto druhy hornin jsou součástí kohútského pásma veporidního krystalinika.

Severozápadní část masívu je podle Geologické mapy ČSSR 1:200 000, list M—34—XXXII Zvolen, zbudována z biotitických a dvojslídnych pararul, většínou rohovcových, se slabou injekční příměsí. Jsou skupinou krystalických břidlic velmi silně progresivně metamorfovaných, které vznikly z původních, silně písčitých sedimentů {Kuthan a kol. 1963}. Po stránce tektonické patří tyto pararuly do t.zv. klenoveckého subpásma kohútského pásma veporidního krystalinika. Klenovecké subpásmo je střední ze tří dílčích šupin kohútského pásma, které byly postupně na sebe nasunuty směrem od JV k SZ. Označují se názvy: subpásmo rimavické, subpásmo klenovecké a subpásmo malinecké {J. Kamenický 1967}. Směr vrstev pararul je SV—JZ, s úklonem k JV. Šířka pruhu těchto hornin dosahuje při podélné ose masívu cca 3,5 km. Při jihovýchodním okraji pruhu se v pararulách vyskytují úseky vyznačující se střídáním slabšího a silného neoidního zbrídlíčnatění a diaforézy.

Střední část masívu Since je zbudována z granitoidů. Jsou to převážně leukokratické muskovitické až dvojslídne granity, místy i granodiority středního zrna, přecházející do drobnozrnných a porfyrických granitů a granodioritů. Granitoidní horniny vystupují v pruhu, jehož šířka se postupně zmenšuje směrem od jihozápadního okraje masívu k okraji severovýchodnímu z 5 km při údolí řeky Rimavice na 1 km u města Hnúšťa—Likier. Pevážná část granitoidů podlehlá neoidní metamorfóze, vyvolané alpskými tektonickými pochody, která způsobila slabší až středně silné, místy i silné zbrídlíčnatění a rekrystalizaci. Granitoidy jsou produktem variské postkinematické intruze, nej-



Obr. 1. Geologická mapa masívu Sinec [podle Geologické mapy ČSSR mierky 1:200 000, list Zvolen, sestavil Jan Krejčí].

1 — biotitické a dvojslídne pararuly, 2 — granitoidy, 3 — migmatity, 4 — dvojslídne fylity, 5 — biotitické fylity, 6 — žilný roj pegmatitů a aplitů.

spíše karbonského stáří, a v prostoru masívu Since jsou doprovázeny postorogenními migmatity (M. Kuthan a kol. 1963; M. Mahel a kol. 1977). Migmatity se vyskytují jednak jako izolované, ostrovovité výchozy, obklopené horninami granitoidního tělesa, jednak zaujímají (v severovýchodní části tělesa) větší souvislou plochu, v níž zase granitoidní horniny tvoří ostrovy. Jeden ostrovovitý výskyt migmatitů se nachází i v pruhu fylitů, který lemuje granitoidní těleso po jeho jihovýchodní straně.

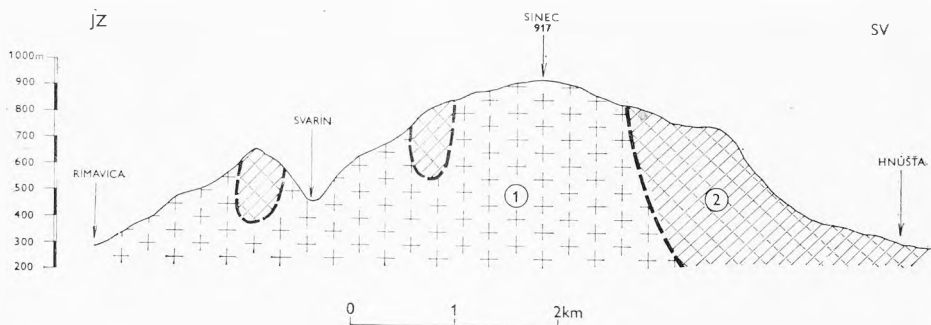
Fylity zabírají celou jihovýchodní zhruba třetinu masívu Since. Jsou také členem rimavického subpásma. V prostoru masívu se pruh fylitů skládá ze dvou dílčích pruhů. V severozápadním dílčím pruhu vystupují dvojslídne, místy chloritické fylity a drobové fylity s přechody do metakvarcitů, které na kontaktu s granitem jsou změněny na biotitické rohovcové ruly. Tento dílčí pruh, který na své severozápadní straně přiléhá na granitoidní těleso, se v prostoru masívu Since táhne od údolí Rimavy směrem k JZ do vzdálenosti cca 5,5 km od severovýchodního okraje masívu, kde končí při údolí potoka Svarín. Na většině svého průběhu má šířku 1 km, ale zhruba ve střední části se v délce cca 2 km rozšiřuje až na 2 km. Tyto fylity podlehly vlivem neoidních tektonických pochodů diaforéze, která způsobila jejich slabší až středně silné zbřidličnatění a rekrystalizaci. Jihovýchodní dílčí pruh fylitového pruhu je složen z biotitických fylitů. Na území masívu Since vstupuje při údolí Rimavy u jižního okraje města Hnúšťa—Likier. Jeho šířka v oboru masívu postupně vzrůstá směrem k JZ až na cca 3 km při údolí Rimavice. Vrstvy těchto fylitů jsou většinou detailně provrásněné (M. Kuthan a kol. 1963).

V jižní části pruhu biotitických fylitů se vyskytuje na ploše asi 1 km široké a 2 km dlouhé žilný roj kyselých diferenciatů granitoidů—pegmatitů a aplitů. Prostor výskytu tohoto žilného roje začíná při úpatí masívu v údolí Rimavice ve vzdálenosti cca 600 m západně od Rimavské Baně a táhne se k SV. Pegmatity a aplity tvoří převážně ložní žíly malých mocností, které jsou uloženy rovnoběžně s břidličnatostí biotitických fylitů (M. Kuthan a kol. 1963).

GEOMORFOLOGICKÝ RÁZ MASÍVU SINCE

Základní geomorfologický velkotvar masívu Since je mohutné vyklenutí zemského povrchu, které má zhruba eliptický půdorys. Jak je patrné z profilů na obr. 2 a 3, není vyklenutí masívu ani v podélném (SZ—JZ), ani v příčném směru symetrické. Zejména zřetelná je nesouměrnost vyklenutí v podélném směru, takže největší výšky kótou Since 917 m dosahuje masív na jihovýchodní straně, přibližně na rozmezí druhé a třetí třetiny své délky. Asymetrie vyklenutí v příčném směru způsobila posun linie hlavního hřbetu masívu více k SV, což se projevuje i v tom, že údolí zahloubená do masívu na jeho jihozápadní straně jsou v celku delší než údolí na severovýchodní straně. V hrubých rysech jsou jak křivka podélného profilu masívu, tak i křivka příčného profilu konvexní. Neprobíhají však plynulými, pravidelně klenutými oblouky, nýbrž v detailech se úseky příkřejšího sklonu střídají s úseky sklonu mírnějšího. Přitom však úbočí masívu jsou poměrně srázná, kdežto vrcholové partie jsou prohnuté podstatně mírněji.

Potoky, stékající s masívem na všechny světové strany, vytvořily význačnou radiální síť vodních toků a údolí. Poněvadž půdorys masívu je oválný, nemá vrcholová rozvodní oblast kruhový obvod, ale tvoří zhruba elipsu protaženou

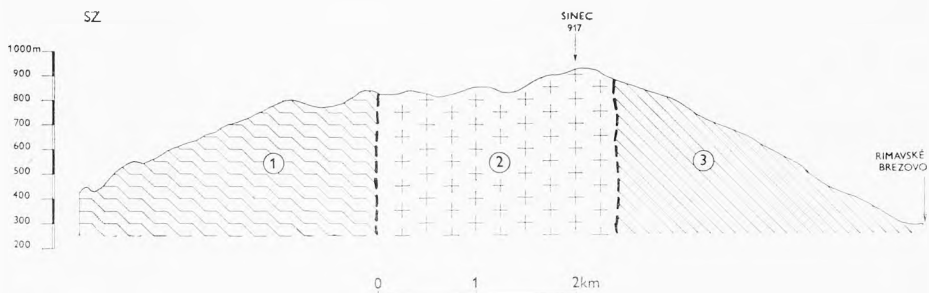


Obr. 2. Podélný geologický profil masívu Sinec [s použitím Geologické mapy ČSSR mierky 1:200 000, list Zvolen, zkonstruoval Jan Krejčí].

1 — biotitické a dvojslídne pararuly, 2 — granitoidy, 3 — fylity.

ve směru SZ—JV. Údolí potoků jsou hluboce a ostře zahloubena. Spádové křivky jsou nevyrovnané. V podélném směru se často střídají úseky s poněkud mírnějším spádem a rozvěřenějším příčným profilem, s úseky většího spádu a užšího příčného profilu. Většina údolí zasahuje svými pramennými úseky až do vrcholové oblasti. Kromě údolí protékaných stálými vodními toky se hojně vyskytují pobočné erozní rýhy, zahloubené do svahů údolí, bez stálých vodotečí. Hřbetní části rozsok mezi údolími jsou většinou zaoblené, bez výraznějších plošin. Také temenní hřbet je převážně oblý, jen s ojedinělým výskytem nerozlehlých plošin.

Ačkoliv celkový půdorysný ráz sítě stálých vodních toků a jejich údolí je význačně radiální, setkáváme se v detailech průběhu některých údolí s pozoruhodnými odchylkami, které pravděpodobně souvisí s procesy, jež se uplatnily při vzniku masívu Sinec jako samostatné geomorfologické jednotky. Nejvýraznější je taková odchylka u údolí Svarín, které je protékáno potokem stejného jména. Horní úsek potoka Svarín teče v délce cca 1 km směrem od SSV k JJZ. Tento směr je souhlasný s celkovým směrem sklonu povrchu tamější části masívu a proto horní úsek potoka Svarín a jeho údolí je konsekventní, tak jak je tomu v typických případech radiální sítě vodních toků



Obr. 3. Příčný geologický profil masívu Sinec [s použitím Geologické mapy ČSSR mierky 1:200 000, list Zvolen, zkonstruoval Jan Krejčí].

1 — granitoidy, 2 — migmatity.

na klenbách a sopkách. Potom se potok a údolí Svarín ohýbají do směru SZ—JV, který si podržují v délce cca 500 m. Pak následuje ohyb do úseku směru-jícího zhruba od S k J, který je dlouhý cca 400 m a poměrně ostře se lomí ve směr od SZ k JV. Tímto směrem, který je rovnoběžný se směrem jihozápadního úpatí masívu, potok teče na vzdálenost cca 2,7 km, načež přechází do směru SSZ—JJV, jímž pokračuje až do svého ústí do Rimavice.

Částečnou odchylku od konsekventního směru zjišťujeme i u potoka Repno, jehož údolí leží východně od Svarínů. Horní tok Repna je v délce cca 1,5 km konsekventní a teče směrem od SZ k JV. Potom se ohýbá do směru téměř severojižního, s nepatrným vychýlením k Z, kterým pokračuje v délce cca 2,15 km, aby v dolním úseku, dlouhém cca 1,2 km, znovu navázal na směr od SZ k JV. V celé délce je odchýlen od konsekventního směru levostranný přítok Repna, dlouhý cca 2,25 km, který teče celkovým směrem od S k J, jenž je téměř kolmý na sklon východní části masívu Since.

Zvláštní místo v síti vodních toků masívu zaujímá šest potoků, které stékají s dolní části svahů masívu severozápadně od Lehoty nad Rimavicou. Zvláštní místo jim přisuzujeme předně proto, že jsou velmi krátké, od 300 do 750 m. Za druhé proto, že jsou soustředěny na krátkém úseku úpatního svahu masívu, který měří jen 1400 m. Za třetí proto, že při své krátkosti jsou všechny tyto potoky typicky konsekventní.

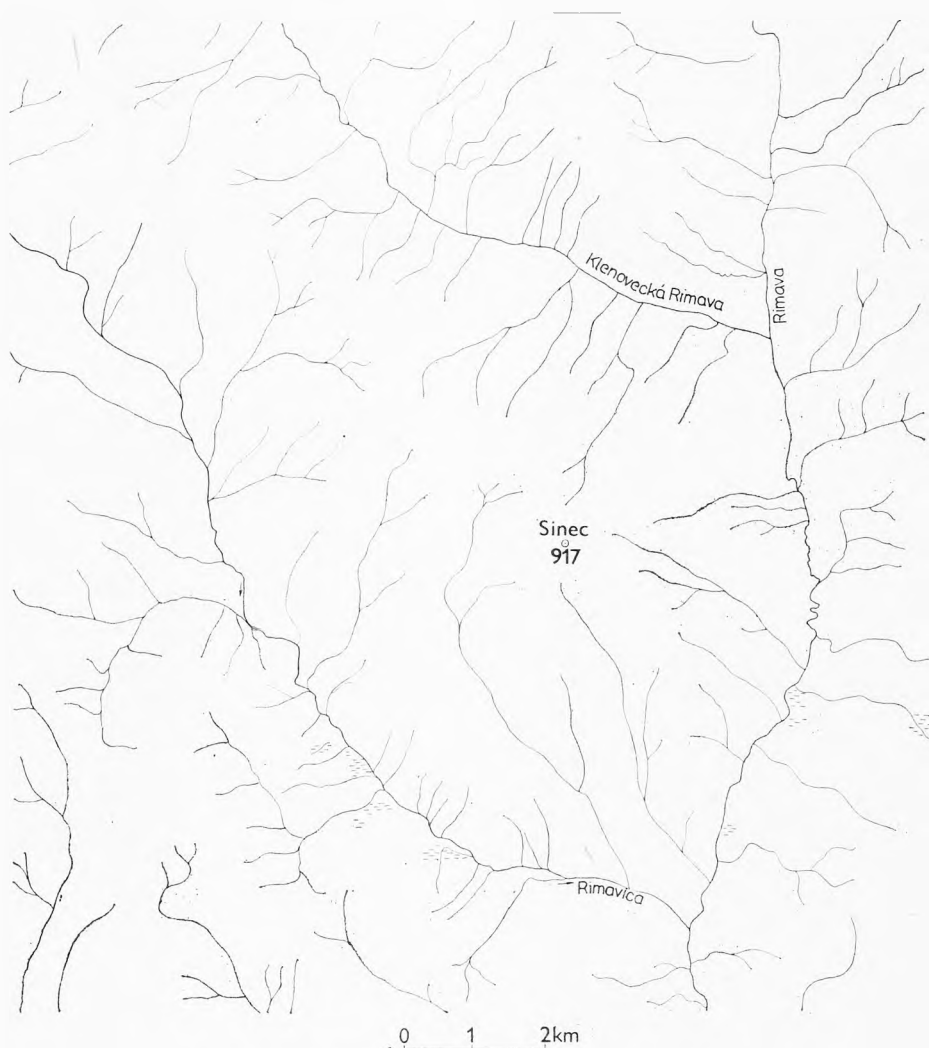
Pro poznání vzniku masívu Since jako geomorfologického velkotvaru jsou významné též některé dílčí tvary jeho reliéfu. Jedním druhem těchto dílčích tvarů je zpříkření dolní, úpatní části svahů masívu spadajících na jeho jihozápadní straně do údolí řeky Rimavice. Zpříkřením vznikly svahy vysoké 8 až 10 m, které mají sklon 34 až 36 stupňů. Nad nimi jsou sklony svahů zřetelně mírnější. Jiný druh dílčích tvarů jsou svahy trojúhelníkového obrysu, které utínají četné rozsahy na různých stranách masívu a které mají ráz t.zv. facet vznikajících na tektonických zlomech. V nižších polohách svahů masívu jsou tyto facety velmi zřetelné. Nad nimi se místy vyskytují podobné, ale méně zřetelně vyvinuté trojúhelníkové obrysy svahů zakončujících rozsochy. Velmi názorně jsou tyto tvary viditelné např. při pohledu na masív od JZ z údolí Rimavice.

Jednotlivé druhy hornin, z nichž je masív Since složen, se v jeho geomorfologickém vzhledu neprojevují odlišnými tvary.

Údolí řek Klenovecké Rimavy, Rimavy a Rimavice, které obloukovitě obtékají masív Since, mají poměrně široké poříční nivy, zbudované z říčních sedimentů značné mocnosti, dosahující 6 až 8 m. Geomorfologicky zřetelně vyvinuté říční terasy nebyly při našich průzkumech zjištěny v žádném z těchto údolí. Pravděpodobně terasové sedimenty byly zjištěny na území města Hnúšťa ve dvou sondách provedených průzkumným střediskem 013 Státního projektového ústavu obchodu při úpatí masívu Since, s povrchem ve výši cca 5 m a s bazí ve výši cca 2,50 m nad poříční nivou Rimavy. Na geologické mapě ČSSR v měř. 1:500 000, sestavené O. Fusánem, O. Kodymem a dalšími autory, je při jihovýchodním okraji masívu Since těsně západně od Rimavské Baně vyznačen výskyt terasových šterkopískových sedimentů neznámého stáří. Ty však nemají geomorfologické známky říčních teras.

Údolí řeky Rimavice v úseku lemujícím jihozápadní okraj masívu Since se svým celkovým geomorfologickým rázem značně liší od údolí Rimavy a Klenovecké Rimavy. Tento úsek začíná na SZ při soutoku Rimavice s jejím pravo-

stranným přítokem Liešnicou a končí u Lehoty nad Rimavicou. Geomorfologická zvláštnost tohoto úseku spočívá především v tom, že tam není patrná závislost geomorfologického rázu jeho jednotlivých částí na litologickém složení, jinými slovy, že v týchž horninách se dílčí části údolí vyvinuly různě. Po obou stranách tohoto úseku údolí se vyskytují tytéž horniny, z nichž je složen masív Sinec a jejichž pruhy pokračují přes údolí Rimavice dále na JZ, kde tvoří vrchovinu, která kótou Dubovo dosahuje 623 m n. m. Pro účely této studie budu tuto vrchovinu označovat názvem Vrchovina Dubova. Nad soutokem s Liešnicou teče Rimavica v terénu zbudovaném z pararul klenoveckého



Obr. 4. Radiální síť vodních toků na masívu Sinec.

subpásma, v údolí s výraznou poříční nivou. Pod soutokem s Liešnicou se údolí Rimavice v okolí hájovny Hámor náhle svírá v těsninu vytvořenou tím, že severní okraj Vrchoviny Dubova, charakterizovaný kótou Kamenica 378 m, přiléhá k úpatí masívu Since. Za touto těsninou, dlouhou cca 700 m a prorážející granitoidní horniny rimavického subpásma, se údolí, stále v oboru granitoidů, rozšiřuje v protáhlou kotlinu širokou cca 600 m, která pokračuje k JV v délce cca 2,4 km až za potok Blatinu. Tam kotlinu uzavírá opět výběžek Vrchoviny Dubova a údolí Rimavice se tam, tentokrát v pruhu fylitů, opět podstatně zužuje. Vrchovina Dubova je směrem ke kotlině rozčleněna v poměrně krátké rozsochy, které jsou utáty přímými svahy trojúhelníkového obrysu rázu facet. Při severozápadní části kotliny mají facetové svahy směr S—J, při další části kotliny směr SZ—JV. Zajímavým geomorfologickým rysem severovýchodní části Vrchoviny Dubova je typická pravoúhlá síť vodních toků a údolí. Tato pravoúhlá síť spolu s facetovými svahy svědčí pro přítomnost zlomů a pro tektonický původ kotliny.

PROBLÉM VZNIKU MASÍVU SINCE

Dvě základní geomorfologické skutečnosti ukazují, že masív Since je tektonická klenba. První z nich je konvexní tvar profilových křivek masívu v podélném i příčném směru spolu s eliptickým půdorysem. Podle B. Willise a R. Willise (1934) takovéto geomorfologické útvary charakterizované dlouhými profilovými křivkami táhnoucími se z údolí na vrchol a vyklenutými vzhůru, „vznikají zřídka kdy, jestliže vůbec kdy“ diferenciální erozí. Nedovolují to hydrodynamické zákonitosti erozních pochodů.

Druhou, snad ještě přesvědčivější geomorfologickou vlastností masívu Since, svědčící pro jeho tektonický vznik jako geomorfologické makrostruktury, je radiální síť vodních toků. Jak známo, radiální říční síť se vyskytuje na sopkách a na geologicky mladých, tektonickými pochody vytvořených klenbách (Lobeck 1939). Radiální síť vodních toků se skládá z konsekventních toků. Konsekventní tok je definován jako tok, který vznikl na původním, počátečním sklonu určitého území. Je tedy síť radiálních vodních toků na masívu Since svým vznikem druhotná, následná po vzniku klenbovitého prohnutí prostoru Since. Proto klenbovitý tvar masívu Since není výsledkem erozních pochodů, nýbrž je to geomorfologický velkotvar podmíněný pochody tektonickými.

Z geologické struktury masívu Since plyne, že to není klenba ve smyslu brachyantiklinály, neboť tam není periklinální zapadání vrstev. Masív Since patří k druhu kleneb, které jsou složeny z metamorfovaných a intruzivních hornin a které se hojně vyskytují např. v Pobřežním pásmu Kordiller (Coast Ranges) v Kalifornii. Jedna z těchto kleneb, zvaná Montebello Ridge, která je vyobrazena v knize B. Willise a R. Willise z r. 1934 na obr. 129, se svým tvarem nápadně podobá masívu Since.

Vyklenutí geomorfologických útvarů složených z metamorfovaných a intruzivních hornin je podle názorů zahraničních strukturálních geologů výsledkem vnitřního stříhu (interual shearing v anglicky psané literatuře) (B. Willis — R. Willis 1934; G. D. Ažgirej 1956; L. U. De Sitter 1956; G. D. Ashgiri 1963). Protože v československé geomorfologické literatuře dosud nebyla řešena otázka vzniku tvarů zemského povrchu tímto tektonickým dějem, pokusím se pokud možno stručně vysvětlit jeho podstatu. Přitom se musím nejprve dotknout

některých terminologických otázek, a to proto, poněvadž v československé i v zahraniční literatuře z oboru strukturní geologie a z oboru mechaniky hornin a zemin není jednotnost v užívání některých termínů, které se týkají disjunktivních deformací.

Tak v české a slovenské literatuře z těchto oborů se pro disjunktivní deformace hornin a horninových těles, které se dějí pohybem po druhotně vzniklých plochách, užívá hlavně termínů *smyk*, *usmyknutí*, *kluz*, *skluz*. Někdy se však v české geologické literatuře vyskytuje i termín *stříh*, a to patrně jako synonymum výrazu *smyk*, a píše se pak např. „*smyk-stříh*“, „*střížné (smykové) zlomy*“ a pod. V ruský psané literatuře se užívá buď termín *skolženiye*, který znamená jednak skluz, jednak smyk, nebo termín *skalivaniye*, jenž značí odštípnutí nebo odseknutí. V anglicky psané literatuře se výhradně vyskytují termíny *shear* a *shearing*, znamenající stříh. V německy psané literatuře se hlavně vyskytuje výraz *Scherung*, který znamená stříh, ale někdy je zaměněn za výrazy *Schub* a *Schiebung*, které značí *posun*.

Východisko k rozlišení významu slov *stříh* a *smyk* nalézáme podle mého názoru v knize B. Willise a R. Willise z r. 1934. Tam se uvádí, že v mechanice je *stříh* definován jako rozpojení nebo činnost směřující k rozpojení hmoty vlivem dvou rovnoběžných, ale protichůdných sil, které neleží na stejné linii, podobně jako stříhají čepel nůžek. V následujícím textu pak oba autoři rozlišují dva základní způsoby rozrušování hornin stříhem. První z nich nazývají *stříh tlakem* (shearing by compression). Vzniká působením pouze jednoho vnějšího nerotačního tlakového napětí. V tomto případě chybí druhé, *protichůdné vnější napětí* („druhá čelist nůžek“). Napětí, které z vnějšku působí na horninové těleso, se v každé rovině uvnitř tělesa s výjimkou t.zv. hlavních rovin rozkládá ve složku normální a tangenciální. Tangenciální složka napětí se snaží těleso usmyknout a nazývá se proto také *složkou smykovou*.

Intenzita tangenciální složky napětí se mění s velikostí úhlu α , který roviny uvnitř tělesa svírají se směrem největšího hlavního napětí. Z teoretických výpočtů plyne, že v homogenní a isotropní hmotě intenzita tangenciálního napětí dosahuje maxima v rovinách, které se směrem největšího hlavního napětí svírají úhel $\alpha = 45^\circ$. Avšak horninová tělesa nejsou zpravidla ani homogenní, ani isotropní a proto v nich odpor proti usmyknutí může být v některé rovině menší než v rovině ukloněné v úhlu 45° a pak k usmyknutí stačí menší intenzita tangenciální složky napětí než maximální. Podle L. U. De Sittera (1956) bude úhel α obecně menší než 45° a lze jej vyjádřit vzorcem

$$\alpha = 45^\circ - \frac{\beta}{2}, \text{ kde } \beta \text{ je úhel vnitřního tření. Podle Q. Záruby a V. Mencla}$$

(1974) se při řešení praktických úloh často přijímá pro úhel sklonu plochy, na níž dochází k usmyknutí, hodnota $\beta_f = 45^\circ - \Phi_f$ (kde Φ_f je úhel pevnosti ve smyku), i když ve skutečnosti bývá úhel β_f větší. Podle J. Jaroše a J. Vachtla (1978) má na velikost sklonu těchto ploch vliv též hloubka. Nejmenší sklony jsou v povrchových podmínkách a se zvyšováním všesměrného tlaku s hloubkou se zvětšují.

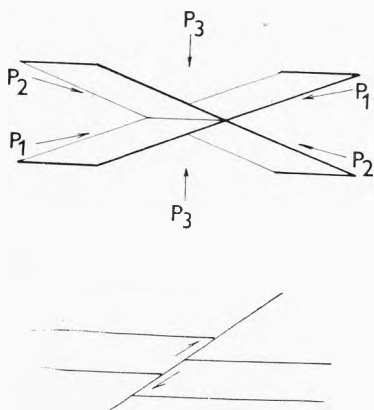
Podle osobního sdělení prof. V. Mencla je třeba roviny (nebo plochy), na nichž působí tangenciální napětí, terminologicky odlišit podle účinku tohoto napětí. Plochy, na nichž působí tangenciální napětí, ale na nichž ještě jeho vlivem nenastalo rozpojení hornin, jsou *plochy smykové*. Plochy, na nichž se děje (nebo se udál) posun, označovaný názvem *kluz*, jsou *plochy kluzné*. Kluz

je děj, kdy dochází k celkovému posunu části horninového tělesa po kluzné ploše s jasně vyjádřeným začátkem a koncem plochy, po níž se posun děje. Smyková plocha je tedy potenciální kluzná (nebo kluzová) plocha.

Q Záruba a V. Mencl (1974) uvádějí termíny *křehký kluz* a *vláčný kluz* (nebo, podle anglického vydání jejich učebnice, *křehké* a *vláčné* rozrušení kluzem). Křehké rozrušení kluzem se vyznačuje tím, že u něho vzniká jen jedna nebo velmi malý počet tenkých, výrazných kluzových ploch, kdežto při vláčném kluzu se vytváří velký počet téměř nerozpoznatelných kluzových ploch, které tvoří kluzovou zónu.

Teoreticky by při působení pouze jednoho vnějšího nerotačního napětí měly vzniknout dvě sdružené kluzové plochy, svírající spolu úhel 2α . K tomu však podle Q. Záruby a V. Mencla (1974) dochází poměrně zřídka. Problém, proč vzniká jen jedna kluzová plocha nebo jen jeden systém stejně orientovaných ploch a nikoliv párový systém kluzových ploch, není dosud, podle J. Jaroše a J. Vachtla (1978), dostatečně objasněn. Podle G. D. Ažgireje (G. D. Ashgiri 1963) je vznik pouze jedné soustavy kluzových ploch jednou ze čtyř zvláštností deformace hornin. Kluzové plochy, které svírají určitý úhel se směrem největšího hlavního napětí, nazývá L. U. De Sitter (1956) *šikmé* (kosé) *střížné plochy* (oblique shear-planes) a mechanismus deformace, který je způsobuje, nazývá *šikmý* (kosý) *stříh*. Odlišuje tak tyto kluzové plochy od jiných druhů kluzových ploch, které jsou jinak orientovány a jsou podmíněny jinými druhy napětí, např. plochy kliváže. Experimentálním obrazem vzniku šikmých kluzových ploch vlivem jednoosého tlakového napětí je smyková zkouška v prostém tlaku, znázorněná na obr. 3—9 a 3—28 v díle Q. Záruba—V. Mencl (1974).

Druhý základní způsob rozrušování hornin stříhem B. Willis a R. Willis nazvali *stříh dvojicí* (nebo párem) *sil* (shearing by force couple). Vnější dvojice sil působící na hmotu vyvolá vnitřní poměry napětí podobně těm, které způsobí jednoosý tlak, s tím však rozdílem, že jsou orientovány jinak vzhledem k deformačnímu napětí. Existuje tu jednak *směr tahu* a jednak, v pravém úhlu k němu, *směr stlačení*. Přitom vznikají dva soubory smykových ploch, svírající s těmito směry úhel přibližně 45° a kolmé k rovině, v níž leží, což je rovina dvojice sil. Hlavní rozdíl proti deformaci jednoosým tlakem spočívá



Obr. 5. Vznik přesmyku (podle L. U. De Sitter 1956).

P_1 — největší, P_2 — střední, P_3 — nejmenší hlavní osa napětí.

ve způsobu rotace. Kdežto při nerotačním napětí osy přetvoření podržují svou polohu a oba soubory smykových ploch jsou odchýleny symetricky ven od směru stlačení, při rotačním napětí osy přetvoření a smykové plochy kolmé k silám silové dvojice jsou stáčeny dopředu, zatímco smykové plochy rovnoběžné s dvojcí sil podržují svou původní polohu. Jestliže deformace pokračuje i po začátku porušení stříhem, pak smykové plochy rovnoběžné s dvojcí sil získají převahu nad druhým souborem ploch, a to proto, že zůstávají v rovině maximálního střížného napětí. Z tohoto důvodu na prvním souboru smykových ploch nastávají značné posuny, smykové plochy se stávají plochami kluzovými, kdežto na plochách druhého souboru nemusí vůbec dojít k disjunkci (B. Willis—R. Willis 1934).

Ke stříhu vlivem dvojice protichůdných sil dochází např. při vrásnění, kdy na vnější straně vrásového ohybu působí rovnoběžně s povrchem vrstvy tah a na vnitřní straně stlačení. Z těchto napětí vzniká uvnitř vrstvy střížné napětí, rovnoběžné s povrchem vrstvy, které v ramenech vrásky způsobí vznik rovnoběžných koncentrických kluzových ploch (L. U. De Sitter 1956).

Poněvadž tedy disjunkce hornin jednoosým tlakem a dvojcí sil jsou dva různé deformační děje s účinky do jisté míry odlišnými, bylo by vhodné je také terminologicky rozlišovat. Termín stříh by měl být vyhrazen pouze pro disjunkci způsobenou vlivem dvojice protichůdných sil a termín smyk pro disjunkci způsobenou tangenciální složkou jednoosého nerotačního napětí.

Pokud jde o vznik geomorfologicky výrazných vyklenutí složených z krystalických hornin, předpokládají zahraniční strukturní geologové, že jsou výsledkem porušení hornin smykem, který byl vyvolán působením horizontálního jednoosého vnějšího tlaku, kdy největší hlavní osa napětí a střední hlavní osa napětí leží zhruba v horizontální rovině, jak schematicky ukazuje obr. 5 podle L. U. De Sittera (1956).

K rozrušování hornin a horninových těles usmyknutím dochází zřejmě proto, že pevnost hornin ve smyku je několikanásobně menší než pevnost v tlaku. Podle G. D. Ažgireje (1963) a J. Jaroše—J. Vachtla (1978) je smyková pevnost hornin téměř desetkrát menší než pevnost v tlaku.

Podle L. U. De Sittera výchozy šikmých kluzových ploch v terénu jsou buď nezřetelné, nebo porušení podél nich je vyhojeno rekrytalizací. Jindy naopak se jeví jako plochy, podél nichž proběhly buď malé nebo poměrně velké přesuny. Tektonické zlomy jsou ve většině případů prostě kluzové plochy, podél nichž se soustředila velká část deformace. Úhrnný přesun podél několika set tisíc malých, těsně u sebe ležících kluzových ploch může být střídavě soustředěn na jedné kluzové ploše, ležící rovnoběžně s malými plochami, a dosáhnout na ní stokrát nebo tisíckrát větší délky přesunu se stejným celkovým deformačním výsledkem. Když kluzové plochy jsou malé a vyskytují se v hojném počtu, mluví se o plastické deformaci. Když nastaly relativně značné posuny na malém počtu kluzových ploch, mluví se o zlomech. Po mechanické stránce není žádný podstatný rozdíl mezi plastickou deformací a zlomem. Proto také je možno často pozorovat přechody z plastické deformace do zlomu. Toto De Sitterovo konstatování zřejmě platí i pro masív Since, kde vedle geomorfologických znaků plastických deformací jsou výrazné geomorfologické doklady zlomů, t. j. facetu a vychylování údolí z konsekventního směru do směrů souhlasných se směry zlomových linií v oblasti veporidního krystalinika. Na otázku, proč někdy deformace probíhá podél četných malých

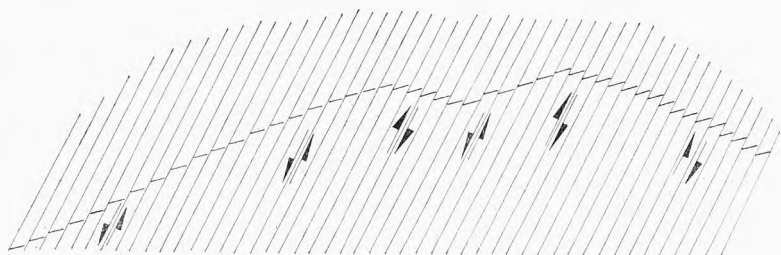
kluzových ploch a jindy podél několika málo velkých kluzových ploch, nelze dát jednoznačnou odpověď (L. U. De Sitter 1956; srov. též J. Jaroš—J. Vachtl 1978, II).

Termín *plastická deformace* ve smyslu De Sitterově, kterého zde používám, se svým významem do jisté míry liší od téhož termínu používaného J. Jarošem a J. Vachtlem a odpovídá jejich „poslední fázi plastické deformace, která již nese znaky deformace tříštivé“ (J. Jaroš—J. Vachtl 1978, II).

Teoretické a experimentální studie ukázaly, že téměř všechny deformace hornin a geologických těles lze považovat za výsledek pohybů podél kluzových ploch. Proto se nejen neupevněné sedimenty, ale i lithifikované sedimenty a krystalické horniny, např. žuly, vrásní. Podle G. D. Ažgireje „vrásnění je plastická deformace vrstevnatých nebo masivních hornin za značného tangenciálního zúžení“ (G. D. Asghirei 1963). Tento autor uvádí ze severního Kavkazu příklad paleozoické žuly, která byla při alpínské orogenezi zvrásněna společně s druhohorními a třetihorními sedimenty. Žuly tam tvoří pravé střížné vrásy (Scherfalten), jejichž vznik na systému šikmých kluzových ploch je schematicky znázorněn na obr. 6. -

Uvážíme-li uvedené možnosti a příčiny vzniku vrás v krystalických horninách, můžeme podle mého názoru masív Since považovat za střížnou vrásu (skladka skalyvanija podle ruského a Scherfalte podle německého vydání díla G. D. Ažgireje, oblique shear-fold podle L. U. De Sittera), vzniklou plastickou deformací podél šikmých kluzových ploch za částečné spoluúčasti zlomů přesmykového rázu. Vzhledem k mechanismu deformace by byl přesnější název *smyková vrása*. Poněvadž délkový rozměr vrásy v podélném směru se příliš neliší od rozměru v příčném směru, je možno ji považovat za kupolovitou vrásu neboli kupoli ve smyslu klasifikace G. D. Ažgireje. Od kupole neboli dómu definovaného J. Jarošem a J. Vachtlem (1978, II) se tato kupole liší tím, že není složena z periklinálně zapadajících vrstev. Podle G. D. Ažgireje kupole bývají často seřazeny v řadách podél určitých tektonických linií. Tomu odpovídá i poloha masívu Since, který leží poblíž významné muráňské tektonické linie jako jeden z celé řady klenbovitém profilem morfologicky nápadných masívů, složených z krystalických hornin, které sledují muráňskou linii. Jsou to kromě Since Ostrá, Trstie, Kohút a Stolica, o nichž M. Lukniš a E. Mazúr se rovněž domnívají, že to jsou tektonické klenby (M. Lukniš—E. Mazúr 1956).

Podle B. Willise a R. Willise velmi silné tlaky, které prostřednictvím vnitřního usmyknutí způsobily vyklenutí klenby Montebello Ridge a dalších obdob-



Obr. 6. Schematické znázornění střížné vrásy (podle G. D. Ashgireie 1963).

ných kleneb v kalifornském Pobřežním pásmu, složených z metamorfovaných a intruzivních hornin, byly ve spojitosti s velkými zlomy, které Pobřežním pásmem prostupují a z nichž asi polovina je považována za dosud aktivní (N. M. Fenneman 1931). Největší z těchto aktivních zlomů, zvaný San Andreas fault, leží poblíž Montebello Ridge. Směr jednotlivých kleneb v Pobřežním pásmu je zhruba SZ—JV, je tedy obdobný jako směr masívu Since. Analogicky můžeme předpokládat, že tlaky, které vedly k vyklenutí masívu Since plastickou a částečně i zlomovou deformací, byly ve spojitosti s muráňskou linií a se zlomy směru SZ—JV, které na muráňskou linií navazují. Můžeme tak v podstatě potvrdit předpoklad M. Lukniše a E. Mazúra o příčinách vzniku masívu Since i jejich názor, že tu jde o tektonickou klenbu.

OTÁZKA DOBY VZNIKU KLENBY SINCE

Při řešení otázky doby vzniku masívu Since jako geomorfologicky výrazné klenby je nutno vycházet především z toho, že dvě dílčí tektonické šupiny kohútského krystalinika, klenovecká a rimavická, které jsou základními stavebními jednotkami masívu, byly na sebe nasunuty nejpravděpodobněji v subhercynské fázi karpatského vrásnění. Proto masív Since jako geomorfologicky samostatný tvar musí být mladší než druhohorní. Druhou důležitou okolností je, že muráňská tektonická linie vznikla až po paleogénu. Třetí významnou skutečností je, že v sarmatu a spodním panonu mělo Slovenské rudohoří nízký, plochý erozní reliéf, který byl místy velmi podobný parovině. Tento reliéf, zvaný sarmatsko-panonský (M. Lukniš 1968), nebo též středohorská nebo rudohorská úroveň (E. Mazúr in Kuthan a kol. 1963), byl koncem panonu silně tektonicky rozrušen vlivem t.zv. rodanské fáze alpínského vrásnění. Za zbytky tohoto plochého erozního reliéfu je možno považovat celkem nerozlehlé plošiny ve vrcholových částech masívu Since.

Vzhledem k uvedeným třem geologickým a geomorfologickým skutečnostem lze předpokládat, že masív Since se vytvořil jako geomorfologický celek při rodanské fázi alpínského vrásnění, t. j. v pliocénu.

OTÁZKA TERMINOLOGICKÁ

V české a slovenské geomorfologické a geologické literatuře neexistuje zvláštní název jednoznačně označující klenbovitě útvary, které tak jako masív Since tvoří samostatný konvenční prvek reliéfu zemského povrchu. Názvů *klenba*, *kupole*, *dóm* se někdy používá jako termínů významově stejnocenných s termínem *brachyantiklinálna* (např. Naučný slovník geologický 1960; R. Kettner 1952). Jindy se význam termínů *dóm* a *kupole* zužuje jen na označení izometrických brachyantiklinálních vrás s periklinálním zapadáním vrstev, které nemají vrásovou osu, ale pouze jediný vrchol (např. J. Jaroš—J. Vachtl 1978, II). U žádného z těchto termínů se nerozlišuje, zdali označuje geologickou strukturu tvořící výrazný samostatný geomorfologický celek, nebo strukturu, která se v reliéfu zemského povrchu výrazně geomorfologicky neprojevuje, jako např. dyjská nebo svratecká klenba. Někdy se termínu *klenba* používá ve smyslu velevrásy nebo megaantiklinály a píše se pak např. *klenba Nízkých Tater* a j. (M. Lukniš 1968).

Navrhují proto, aby pro geomorfologicky samostatná vyklenutí druhu ma-

sívu Since, s eliptickým [brachyálním] půdorysem, se používal název *kopule* nebo *dóm* a aby izometrické brachyální vrásky s periklinálním zapadáním vrstev, které nevystupují markantně geomorfologicky, se označovaly názvem *izometrické brachyantiklinály*. Pro název *kopule* nebo *dóm* v navrhovaném geomorfologickém a geologickém významu mluví podle mého názoru i vžitá představa samostatného vyvýšeného útvaru spojená s tímto slovem.

LITERATURA

1. ASHGIREI, G. D.: Strukturgeologie. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, Berlin 1963. — 2. AŽGIREJ, G. D.: Strukturnaja geologia. Izdatelstvo Moskovskogo Universitetu, Moskva 1956. — 3. DE SITTER, L. U.: Structural geology. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York 1956. — 4. FENNEMAN, N. M.: Physiography of Western United States. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York 1931. — 5. FUSAN, O. — GOREK, A. — MIŠÍK, M.: Geologická stavba čs. Karpát [In: Československá vlastivěda, I, sv. 1, p. 155—242]. Orbis, Praha 1968. — 6. HROMÁDKA, J.: Přírodní oblasti [In: Československá vlastivěda, I, sv. 1, p. 671—784]. Orbis, Praha 1968. — 7. JAROŠ, J. — VACHTL, J.: Strukturní geologie obecná a systematická I, II. Učební text (skripta). Vydala přírodovědecká fakulta University Karlovy ve Státním pedagogickém nakladatelství, Praha 1978. — 8. KAMENICKÝ, J.: Veporské krystalinikum [In: Regionální geologie ČSSR, II, sv. 1, p. 353—372]. Academia, Praha 1967. — 9. KETTNER, R.: Všeobecná geologie, I. Přírodovědecké vydavatelství, Praha 1952. — 10. KUTHAN, M. a kol.: Vysvětlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR mierky 1:200 000, list M—34—XXXII Zvolen. Geofond, Bratislava 1963. — 11. LOBECK, A. K.: Geomorphology. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York 1939. — 12. LUKNIŠ, M.: Geomorfologie čs. Karpat [In: Československá vlastivěda I, sv. 1, p. 387—434]. Orbis, Praha 1968. — 13. LUKNIŠ, M. — MAZŮR, E.: Súčasný stav a novšie výsledky geomorfologického výskumu Slovenska. Geogr. Čas., 8, 1956. — 14. MAHEL, M. a kol.: Regionální geologie ČSSR, II, sv. 1. Academia, Praha 1967. — 15. MAZŮR, E.: Geomorfologický prehľad [In: KUTHAN, M. a kol.: Vysvětlivky k prehľadnej geologickej mape ČSSR mierky 1:200 000, list M—34—XXXII Zvolen. Geofond, Bratislava 1963. — 16. MENCL, V.: Mechanika zemin a skalních hornin. Academia, Praha 1966. — 17. WILLIS, B. — WILLIS, R.: Geologic Structures. McGraw-Hill Book Company, Inc. New York 1934. — 18. ZÁRUBA, Q. — MENCL, V.: Inženýrská geologie. Academia, Praha 1974. — 19. ZÁRUBA, Q. — MENCL, V.: Engineering Geology. Academia, Praha 1976. — 20. MAZŮR, E. — LUKNIŠ, M.: Regionálne geomorfologické členenie [Regionálna geografická syntéza Slovenskej socialistickej republiky]. — Geografický ústav SAV, Bratislava 1980.

Ян Крейчи

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ СТУДИЯ МАССИВА СИНЦЕ

Массив Синце получил свое название от своей высочайшей вершины, г. Синец, поднимающейся на отметку 917 м н. у. м. Он расположен в вепорском участке Словацких Рудных гор где выделяется своим особым геоморфологическим обликом, определяемым конвексно приподнятым продольным и поперечным профилем, а также эллиптической формой своего окаймления. Большая ось эллипса, длиной примерно 9 км, ориентирована в направлении с северо-запада на юго-восток. Малая ось, длиной примерно 7 км, ориентирована в направлении с северо-востока на юго-запад. Почти со всех сторон массив окружен долинами с широкими речными поймами, повторяющими овальную форму подножия массива. На северо-востоке это долина реки Кленовецка Римава, на юго-востоке это долина реки Римава и на

юго-западе долина реки Римавица. На северо-западе граница массива образована отчетливым понижением, которое примерно в середине перегорожено седловиной.

Массив Синце состоит из нескольких видов метаморфизированных и интрузивных пород выступающих в виде лент в направлении с северо-востока на юго-запад, т. е. перпендикулярно оси массива. С тектонической точки зрения эти породы относятся к двум тектоническим чешуям, входящим в Когутскую зону вепоридных кристаллических пород. Вероятно во время субгерцинской складчатости Карпат эти чешуи передвинулись друг на друга вследствие давления воздействующего с юго-востока. Однако, эти тектонические сдвиги не повлияли на современную общую форму массива, имеющего вид свода.

На факт, что современная форма Массива Синце не является результатом эрозионного развития, указывают два геоморфологических явления. Первое — это вверх приподнятая кривая продольного и поперечного профилей массива и такие виды профилей не возникают в результате воздействия дифференциальной эрозии. Второе — это сеть речных токов и долин радиальной формы состоящая из консеквентных водотоков и, вследствие этого, она не должна быть моложе чем сводообразование массива.

Современная форма, по мнению автора статьи, является результатом внутреннего скальвания, вызванного давлением в направлении вдоль крупного разлома, называющегося Мурранской тектонической линией. Результатом внутреннего скальвания была, главным образом, пластическая деформация, в результате которой образовалась складка скальвания с локальными переходами в разломы, доказательством которых являются дрейкрантеры. Все эти тектонические процессы протекали по всей вероятности в плиоцене, во время роданской фазы альпийской складчатости, после предварительной пенепленизации территории.

Рис. 1. Геологическая карта Массива Синце (По Геологической карте ЧССР 1:200 000, секция Зволен, составил Ян Крейчи). 1 — биотитовые и двухслюдистые парагнейсы, 2 — гранитоиды, 3 — мигматиты, 4 — двухслюдистые филлиты, 5 — биотитовые филлиты, 6 — жилистое звено пегматитов и аплитов.

Рис. 2. Продольный геологический профиль Массива Синце (С привлечением Геологической карты ЧССР, секция Зволен, составил Ян Крейчи). 1 — биотитовые и двухслюдистые парагнейсы, 2 — гранитоиды, 3 — филлиты.

Рис. 3. Поперечный геологический профиль Массива Синце (С привлечением Геологической карты ЧССР 1:200 000, секция Зволен, составил Ян Крейчи). 1 — гранитоиды, 2 — мигматиты.

Рис. 4. Радиальная сеть водотоков на Массиве Синце.

Рис. 5. Образование надвига (По Л. Ю. Де Ситтеру 1956). P_1 = максимальная, P_2 = средняя, P_3 = минимальная главная ось напряжения.

Рис. 6. Схематическое изображение складки скальвания (По Г. Д. Эшгирею 1963).

Перевод: Л. Правдова

Jan Krejčí

GEOMORPHOLOGICAL STUDY OF THE MASSIF OF SINEC

The massif of Sinec has been named so after its highest point, the Sinec, having an elevation of 917 m above sea level. The massif is a part of the Vepor section of the Slovenské rudohorie [Slovak Ore Mountains], where it is very conspicuous by its particular geomorphic characteristics, namely by the arched longitudinal and transversal profile, and by the elliptical form of its periphery. The longer axis of the ellipse, tren-

ding in the NW—SE direction, measures about 9 km, the shorter axis, trending in the NE—SW direction, is about 7 km long. On almost all sides the massif is bordered by river valleys with broad flood plains, which in their bow-shaped courses reflect the oval form of the foot of the massif. It is the valley of the river Klenovecká Rimava in the north-east, of the Rimava in the south-east, and of the Rimavica in the south-west. On the north-western side the boundary of the massif is formed by a distinct depression which in the approximately half of its length is dammed by a saddle.

The massif is composed of several kinds of metamorphic and intrusive rocks which outcrop in belts trending from the north-east towards the south-west, that is in the direction perpendicular to the longer axis of the massif. From the point of view of tectonics the rocks belong to two thrust sheets which are parts of the so called Kohút zone of the crystalline rocks of the Veporides. Probably in the subhercynian phase of the Carpathian orogeny the thrust sheets have been pushed up one over the other by a pressure acting from the south-east. But these crustal movements have no influence on the present general geomorphic shape of the massif, which is the shape of a dome.

Two geomorphic features indicate that the present form of the massif of Sinec is not due to erosional development. The first of them is the arched curve of the longitudinal and transversal profile, convex upward, because arched profiles are not produced by differential erosion. The other is the radial drainage pattern, which, as consisting of consequent streams, must be younger than the upwarp of the massif.

It is inferred that the present form of the massif of Sinec is the product of internal sheering provoked by pressure along the great fault called the Muráň tectonic line. The result of internal sheering was mainly plastic deformation, which created an almost isometric oblique shear-fold with, in some places, transitions into faults, which are evidenced by triangular facets. All these tectonic processes took place probably in Pliocene, during the Rodanian phase of Alpine orogeny, after a previous peneplanation of the area.

Fig. 1. Geological map of the massif of Sinec (after the Geological map of Czechoslovakia 1:200 000, sheet Zvolen, drawn by Jan Krejčí).

1 — paragneisses, 2 — granitoid rocks, 3 — migmatites, 4 — biotite-muscovite phyllites, 5 — biotite phyllites, 6 — swarm of veins of pegmatites and aplites.

Fig. 2. Longitudinal geologic profile of the massif of Sinec (with the use of the Geological map of Czechoslovakia 1:200 000, sheet Zvolen, constructed by Jan Krejčí).

1 — paragneisses, 2 — granitoid rocks, 3 — phyllites.

Fig. 3. Transverse geologic profile of the massif of Sinec (with the use of the Geological map of Czechoslovakia 1:200 000, sheet Zvolen, constructed by Jan Krejčí).

1 — granitoid rocks, 2 — migmatites.

Fig. 4. Radial drainage pattern on the massif of Sinec.

Fig. 5. The origin of thrust faults (after L. U. De Sitter 1956).

P_1 — largest, P_2 — median, P_3 — smallest principal stress.

Fig. 6. Schematic design of an oblique shear-fold (after G. D. Ashgirei 1963).

Translated by: J. Krejčí