

OTAKAR ŠTELCL

GEOMORFOLOGICKÉ POMĚRY JIHOZÁPADNÍ ČÁSTI DRAHANSKÉ VRCHOVINY

Popisované území je součástí jednotného přírodního celku Drahanské vrchoviny. Na západě mezi Brnem a Blanskem je omezeno údolím řeky Svitavy, dále na severu východním svahem Blanenského prolomu. Na severu a východě tvoří hranici rozvodnice Punkvy, Rakoveckého a Křtinského potoka, na jihu rozvodnice potoka Řičky. Vzhledem ke značně odlišnému geologickému složení Drahanské vrchoviny rozdělil J. Hromádka (1956) území na tyto dílčí orografické celky:

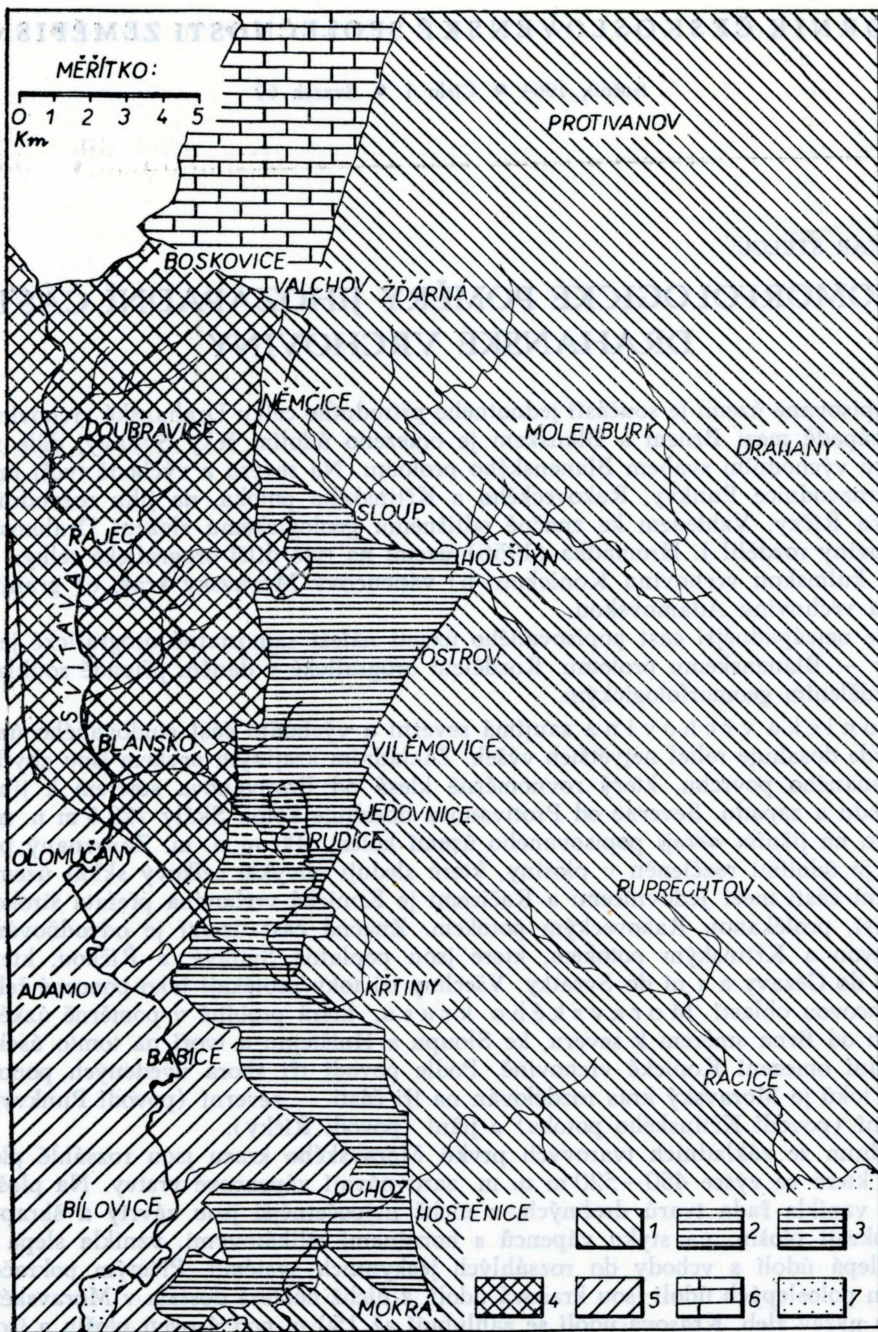
a) kulmskou vrchovinu Konickou, b) vápencový Moravský kras, c) granitivotou vrchovinu Adamovskou.

Pouze nejzápadnější část popisovaného území náleží samostatné orografické jednotce — Blanenskému prolomu. Rozdělení orografické v daném případě souhlasí s rozdělením geomorfologickým.

Konická vrchovina zaujímá severní a východní část studovaného území, kde dosahuje reliéf největších výšek. Základním krajinným prvkem jsou zbytky zarovnaného povrchu, který rovnoměrně klesá od Protivanova směrem k jihu, východu a západu. Severně od Protivanova dosahuje kótou Skály 723,5 m n. m., kdežto na jižním okraji popisovaného území kolem 500 m n. m. Zarovnaný povrch je údolními rozčleněn v plošiny, které sledují obvykle celkový sklon území. V jižní části mezi Jedovnicemi a Račicemi je Konická vrchovina přetata širokou depresí, protékanou Rakoveckým potokem. Značná část území je odvodňována Punkvou a Křtinským potokem, které jsou poplatné Svitavě, a Řičkou, která vtéká do Cézavy a s ní do Svatky. Všechny tři toky protékají jako ponorné řeky vápencovou oblastí Moravského krasu, která probíhá v poměrně úzkém pruhu od Brna směrem k severu, ke Sloupu a Holštejnu a tvoří na tomto úseku západní omezení Konické vrchoviny. Podle povodí tři shora uvedených ponorných toků je Moravský kras rozdělován na tři části — severní (povodí Punkvy), střední (povodí Křtinského potoka) a jižní (povodí Řičky).

Jedním ze základních tvarových prvků Moravského krasu jsou rozsáhlé plošiny, které ve výšce 450—520 m n. m. zarovnávají vápencové vrstvy. Na plošinách vznikla řada tvarů drobných, z nichž nejpočetnější jsou závrtky a škrapy. Při okraji plošin, na styku vápenců s horninami silikátovými, vznikla slepá a poloslepá údolí s vchody do rozsáhlých jeskynních systémů. Přímým pokračováním poloslepých údolí jsou krasová údolí, z nichž některá dostala v Moravském krasu název žleb. Krasová údolí se zahlubují až 150 m pod úroveň plošin a jsou pouze zčásti protékána stálými povrchovými toky. Na jejich svazích nacházíme v různých relativních výškách četné vchody do jeskyní.

Na západě je severní část Moravského krasu omezena Blanenským prolomem, který probíhá mezi Blanskem a Doubravicí n. Svit. jako mohutná de-



Obr. 1. Mapa orografických jednotek popisované oblasti. 1 – Konická vrchovina, 2 – Moravský kras, 3 – Moravský kras, podpovrchový kras v okolí Rudice, 4 – Blanský prolom, 5 – Adamovská vrchovina, 6 – Boskovická brázda, 7 – Dyjsko-svratecký úval.

prese, zčásti vyplněná křídovými sedimenty. Jižně od Blanska pokračuje ve vyšší poloze až do prostoru východně Olomučan.

Západně od Blanenského prolomu a jižní části Moravského krasu vystupuje *Adamovská vrchovina*, budovaná horninami brněnského masívu. Je charakterizována mírně zvlněným reliéfem, dosahujícím výšky 350–500 m n. m., do něhož se ostře zahlubuje údolí Svitavy s pobočkami. Západně od Ochoze tvoří morfologicky výraznou sníženinu trojúhelníkového půdorysu, která jedním svým vrcholem zasahuje hluboko do vápencové oblasti.

1. Geologické složení a stavba

Studované území je budováno několika skupinami hornin lišících se stářím a petrografickou povahou. Největší plochu zaujímají horniny kulmského stáří, které budují vrchovinu Konickou. Jsou tvořeny různě širokými pruhy břidlic, drob a slepenců, které se ve směru od SZ k JV mnohonásobně střídají. V sz. části převládají droby, uprostřed břidlice a na JV slepence. Nejstaršími kulmskými vrstvami jsou podle názoru R. Kettnera (1949, 1960) temně šedé jílovité břidlice s vložkami jemnozrnných drob a místy i drob hrubších. V jejich nadloží spočívají masivní, jemně až hrubě zrnité, hrubě zvrstvené, silně rozpukané droby. Místy přecházejí ve středně zrnité drobové pískovce. Dalším členem jsou petrograficky jednotvárné jílovité břidlice s vložkami středně zrnitých pískovců a pruhů masivních drob. Nad souvrstvím břidlic se znovu objevují droby, které směrem k východu přecházejí do mocného souvrství račických slepenců.

Kulmské vrstvy byly koncem karbonu zvrásněny. Intenzita vrásnění klesá od severu k jihu. Východně od Moravského krasu je stavba kulmu velice jednoduchá. Vrstvy probíhají od SV k JZ a pod úhlem menším než 35° se sklánějí k JV. Koncem oligocénu a před tortonskou transgresí bylo území zasaženo četnými příčnými zlomy sz.-jv. směru, které ovlivnily směr mnoha vodních toků (K. Hromada 1953).

Na západě jsou kulmské horniny omezeny vápenci devonského stáří, které R. Kettner (1949, 1960) řadí ke dvěma faciím — facií drahanské a facií Moravského krasu. Facie drahanská probíhá od Sloupu na sever v úzkém pruhu mezi brněnským masívem a komplexem hornin kulmských. Je zastoupena jílovitými až vápnitými břidlicemi a vápenci. Devon ve facií Moravského krasu má tento vrstevní sled: Na bázi jsou uloženy klastické sedimenty (slepence, křemence, arkózovité pískovce a písčité břidlice), které spočívají přímo na brněnském masívu. V jejich nadloží je uložen vápencový komplex, začínající vápenci stringocefalovými, nad nimi spočívají obvykle vápence amfiporové, korálové a červené vápence hlíznaté.

Tektonická stavba Moravského krasu je značně komplikovaná, což se odráží v celé řadě názorů. Ve starších pracích byla vykládána jednoduchým zvrásněním vrstev, později byly tyto práce doplněny K. Zapletalem (1922–1923), který zjistil řadu podélných, příčných a diagonálních zlomů místního významu. Podle R. Kettnerova pojetí (1949) je stavba Moravského krasu podmíněna několika ležatými, k východu ponořenými a od západu k východu přes sebe přesunutými vrásami devonských vrstev, popřípadě jinými velkými horizontálními pohyby kůry zemské. Posledními geologickými výzkumy Moravského krasu, doplněnými rozsáhlou hlubinnou sondáží, byly zjištěny nové poznatky o vývoji devonu Moravského krasu v rámci celé moravské devonské a spodnokarbonské pánve. Vývoj sedimentační pánve byl vysvětlen bez dlouhého hiátu mezi devonem a karbonem

s přechody facie vápencové do facie flyšové (kulmské) (J. Dvořák 1958, J. Dvořák, J. Pták 1963).

Nejzápadnější část studovaného území (Adamovská vrchovina) je budována brněnským masívem, který náleží k nejstarším stavebním prvkům západomoravského krystalinika. Je předdevonského, pravděpodobně proterozoického stáří. Je tvořen různě bazickými eruptivny (K. Zapletal 1931—1932). Území zasahuje do východní kyselejší části, tvořené amfibolicko-biotitickou žulou, místy hluboce zvětralou a silně drcenou. Hlavní poruchová pásma probíhají ve směru S-J a SSV-JJZ a odpovídajícími směry kolmými (R. Kettner 1941).

Z mladších sedimentů se v okolí Olomučan uchovaly denudační zbytky jury (pískovce s vápnitým tmelem, spongility s vložkami vápenců), křídové sedimenty, které jsou zastoupeny vrstvami cenomanských pískovců (J. Dvořák 1961) a fosilními sedimenty pestrých barev, nazvanými rudické vrstvy. Ty byly dosud považovány za zvětraliny jurských vrstev (R. Kettner 1960), v poslední době byly označeny za sedimenty sladkovodní křídvy (I. Krystek 1959). V údolí vodních toků a v depresích byly zjištěny sedimenty terciární spodnotortonského stáří, zastoupené výraznými jíly (V. Schütznerová, Havelková 1957, 1958, O. Štelcl 1960). V poloslepých údolích a v krasových žlebech jsou uloženy mocné vrstvy pleistocenních štěrků (J. Dvořák 1962), při úpatí údolních svahů svahové sutě. Plošiny a mírně zvlněný reliéf je přikryt málo mocnými pokryvy spraší, sprašových a svahových hlín.

2. Geomorfologické poměry — Konická vrchovina

Povrch Konické vrchoviny byl složitými destrukčními procesy znivelován v morfologicky výrazný zarovnaný povrch, který dnes představuje jeden z hlavních tvarů reliéfu. Vyznačuje se velice malou reliéfovou energií, pouze na několika málo místech vystupují nad jeho úroveň nevysoké vyvýšeniny, budované skalním masívem. Je přikryt průměrně 2—4 m mocnou vrstvou jemnozrnných zvětralin. Největší plochu zaujímá v rozvodních částech v okolí Drahan a Protivanova, kde kótou Skály (723,5 m n. m.) dosahuje největších výšek v celém studovaném území. Od tohoto nejvýše položeného místa směrem k jihu se pozvolna, ale plynule svažuje, takže v blízkosti Moravského krasu ho nacházíme ve výškách 580 až 600 m n. m. Mezi Rozstáním a Nivou se též pozvolna sklání k potoku Bílá voda, takže ten na uvedeném úseku protéká středem deprese otevřené k jihu, podmiňené prohnutím zarovnaného povrchu.

Jižně od údolí Bílé vody úklon zarovnaného povrchu není již tak výrazný. Zarovnaný povrch zaujímá ve výšce 560—580 m n. m. téměř horizontální polohu, kterou si udržuje až ke sníženinám protékaným Rakoveckým potokem, kde kótou Malena dosahuje 570,7 m n. m. Nad jeho jednotnou úroveň vystupuje pouze vrch zvaný Kojál (600 m n. m.). Jižně od Rakoveckého potoka klesá zarovnaný povrch nepravidelnými a různě vysokými stupni do Vyškovské brány. Obdobné stupňovité uspořádání zarovnaného povrchu nacházíme podél východní hranice Moravského krasu mezi Ostrovem u Macochy a Holštejnem. Některé části zarovnaného povrchu jsou výrazně ukloněny (okolí Bukoviny, Bukovinky a Němčic).

Z uvedeného popisu je zřejmé, že údolí Bílé vody na úseku mezi Rozstáním a Holštejnem sleduje linii, na níž se stýkají dva rozdílné typy reliéfu. Severně od údolí je zarovnaný povrch vyklenutý a zprohýbaný, kdežto jižně od údolí zaujímá téměř horizontální polohu.

Vznik zarovnaného povrchu byl přičítán různým procesům. Někteří badatelé

ho považovali za výtvar mořské abraze (F. Říkovský 1930, J. Zapletal 1932, P. Ryšavý 1954, R. Burkhardt, B. Homola, A. Ševčík 1960), jiní za výsledek fluviatilní činnosti, za starou parovinu (H. Hassinger 1914, K. Zapletal 1922 až 1923, J. V. Novák 1924, R. Kettner 1949, 1960, K. Hromada 1953, J. Krejčí 1961, J. Kunský 1961, O. Štelcl 1961). Poslední geomorfologické výzkumy však ukázaly, že je to tvar mnohem složitější. Na jeho vzniku se podílela celá řada reliéfovorných činitelů, odpovídajících vždy určitému typu klimatu, které ve zkoumaném území v jednotlivých periodách panovalo. Určit míru působení jednotlivých činitelů a hlavně hodnotu přemodelování starších tvarů je velice obtížné. Proto musíme zarovnaný povrch považovat za tvar polygenetický.

Otázka stáří zarovnaného povrchu je dnes těžko řešitelná, protože zarovnaný povrch byl v průběhu geomorfologického vývoje intenzivně přemodelován, čímž ztratil svoje původní rysy, a rovněž koreláttní sedimenty byly při tomto procesu odneseny. Všeobecně se předpokládá, že nabyl nejdokonalejší podoby v paleogénu (R. Kettner 1960), v literatuře je obvykle popisován jako oligocenní parovina. Je nesporné, že počátky vzniku zarovnaného povrchu sahají hluboko do geologické minulosti, avšak pro jeho dnešní tvářnost měla rozhodující význam spodnotortonská transgrese a předkvartérní geomorfologický vývoj. Mořská transgrese jednak různou měrou spláchla zvětralinovou pokrývku s povrchu do sousedních neogenních sníženin a depresí uvnitř Konické vrchoviny (O. Štelcl 1960), jednak spodnotortonské moře přikrylo povrch svými sedimenty. Mladší geomorfologický vývoj směřoval především k odstranění spodnotortonských sedimentů z povrchu a k jeho dalšímu vyrovnání. Intenzitu destrukčních procesů dokumentuje jednak dobře exhumovaný zarovnaný povrch, jednak znivelované předtortonské zlomové svahy, popsané K. Hromadou (1953) z okolí Račic. V pleistocénu nebyl povrch podstatně přemodelován. Z uvedeného vyplývá, že dnešní zarovnaný povrch je v podstatě více denudovaným povrchem paleogenním (J. Kunský 1961). Svoje dnešní rysy však získal v období mezi regresí spodnotortonského moře a nástupem chladného klimatu v pleistocénu.

Zarovnaný povrch nezaujímá celou plochu Konické vrchoviny, ale údolními vodními toků je rozčleněn v řadu plošin. Vodní toky stékají z nejvýše položených míst v okolí Protivanova přímočarě na všechny strany. Výjimku tvoří pouze údolí Bílé vody mezi Rozstáním a Holštejnem. Severně od čáry Sloup—Rozstání—Odrůvky můžeme údolní síť charakterizovat jako paprscitou. Tento typ údolní sítě je vlastní pro klenby v počátečním stadiu geomorfologického vývoje (A. K. Lobeck 1939, J. Krejčí 1939, 1944). Na území rozkládajícím se jižně od uvedené čáry má údolní síť znaky pravoúhlého typu říční sítě, který je obvyklý v kerných pohořích.

Údolí, která se zahlubují do zarovnaného povrchu Konické vrchoviny, nejsou vyvinuta po celé délce stejnoměrně, ale nápadně se v nich odlišují nejméně dva úseky různého geomorfologického charakteru, které ukazují, že údolí vznikala postupným zahlubováním. Místy, např. v údolí potoka Žďárná mezi Sloupem a obcí Žďárná, nacházíme ještě třetí úsek. Mimo dvě hlavní fáze zahlubování byl téměř ve všech údolích zjištěn ještě 3—6 m hluboký erozní zářez ve štěrcích a hlínách.

Údolí náležející I. fázi zahlubování jsou značně široká, mají dlouhé, mírně se sklánějící svahy s nevýrazným konvexně-konkávním prohnutím. Do okolních plošin přecházejí plynule. Ve svrchních a středních částech jsou přikryta jen málo mocnou vrstvou zvětralin a sedimentů. Pouze nejspodnější části svahů jsou přikryty mocnější vrstvou sedimentů, které na mnoha místech lemují úpatí údolních

svahů. Sedimenty jsou převážně jemnozrnného, hlinitopísčitého charakteru s malým podílem větších ostrohranných úlomků. V některých případech příkrývají celé údolní dno, takže aluviální niva tam chybí. Údolí probíhají od pramenných oblastí až k východnímu okraji Moravského krasu nebo k depresi protékané Rakoveckým potokem. Nejlépe jsou zachována na horních tocích jednotlivých potočků. Na středních a dolních tocích jsou jejich široká dna proříznuta kaňonovitými údolními. Široce rozvěvená údolí pokračují dále jako skalní terasy, lemující horní okraj příkrých údolních svahů.

Údolní tvary z II. fáze zahlubování jsou podstatně hlubší. Mnohé z nich se podobají kaňonu. Hlavní údolí mají obvykle v příčném profilu korytovitý tvar, pobočky tvar písmene V. Od údolních svahů z I. fáze zahlubování jsou oddělena zřetelnou hranou. Jejich svahy mají značný sklon (15° – 30°), k údolnímu dnu se svažují v přímce. Jsou pokryty jen málo mocnou vrstvou deluviálních sedimentů, obvykle hrubozrnných, na mnoha místech vystupuje přímo na povrch skalní podloží. Při úpatí jsou lemovány osypy, nebo suťovými haldami. Aluviální niva je vyvinuta obvykle jen v údolích s korytovitým příčným profilem.

Údolí vzniklé místním prohloubením Žďárné je velice podobné údolím z II. fáze zahlubování. V příčném profilu má tvar sevřeného písmene V, údolní svahy dosahují až 50° sklonu. Dochází na nich k říčení a sesouvání deluviálních sedimentů. Místy se zvedají nad svah 2–4 m vysoká skaliska. Aluviální niva je vyvinuta pouze místy.

Sedimenty, které příkrývají úpatí údolních svahů nebo celá údolní dna, bývají obvykle proříznuty 3–5 m hlubokým erozním zářezem, který probíhá po celé délce toku. V pramenných oblastech, kde pokryvné útvary vyplňují obvykle značnou část údolního dna, má v příčném profilu tvar písmene V. Směrem po toku, v souvislosti s vyklizováním sedimentů z údolí, svahy zářezů ustupují k údolním svahům a zářez získává korytovitý příčný profil. Tam, kde jsou sedimenty z údolí vyklizeny, zářez mizí.

Různou měrou zahloubená údolí a jejich odlišný geomorfologický charakter nelze vysvětlit různou odolností hornin, protože téměř všechna údolí procházejí jednotlivými vrstvami napříč, aniž by měnila podstatně svůj příčný profil. Musíme proto předpokládat, že na svazích široce rozvěvených údolí působila svahová modelace delší dobu než na příkrých svazích hluboce zařezaných údolí. To znamená, že široce rozvěvená údolí jsou starší než údolí hluboce zařezaná a že vznikla ve vztahu k relativně nebo absolutně vyšší erozní bázi než údolí mladší (J. Krejčí 1960). Geomorfologickými výzkumy Konické vrchoviny a geologickými výzkumy sousedních neogenních sníženin bylo prokázáno, že změny výšky erozní báze je třeba uvádět v souvislost s orogenetickými pohyby v karpatské geosynklinále (Cicha I., J. Paulík, J. Tejkal 1956, R. Kettner 1960, J. Kunský, V. Stehlík 1961, O. Štelcl 1962). Za spodní časovou hranici vzniku údolních tvarů musíme považovat orogenetickou fázi, která proběhla koncem oligocénu a začátkem miocénu. Tato fáze vytvořila podmínky pro erozní rozčlenění zarovnaného povrchu, pro vznik údolí z I. fáze zahlubování. Obnovený horotvorný tlak mezi helvetem a spodním tortonem podmínil nejdříve zdvih reliéfu a mírné vyklenutí zarovnaného povrchu, což mělo za následek obnovení starých tektonických linií, podle nichž nastaly posuny zemské kůry, jež na některých místech způsobily roztržení starých údolních tvarů a podmínily vznik sníženin (např. Jedovnické sníženiny) a četných kotlin, jimiž dnes protéká Rakovecký potok. Další poklesy nastaly v oblasti Blanenského a Valchovského prolomu. Tektonické pohyby vedly k oživení hloubkové eroze, která prohloubila široká údolní dna z I. fáze zahlubování

a vytvořila hluboká údolí kaňonovitého typu (II. fáze zahlubování). Dříve než mohla tato údolí dosáhnout rovnovážného profilu, došlo k opětovnému poklesu celé oblasti a transgresi spodnotortonského moře, které svými sedimenty pohřbilo nejen údolí obou erozních fází, ale přikrylo též zarovnaný povrch značné části Konické vrchoviny. Svědčí o tom zbytky miocenních sedimentů, které byly zjištěny jižně od Šošůvky ve výšce 540 m n. m. (P. Ryšavý 1950) a na širokém hřbetu probíhajícím mezi Lažáneckým žlebem a Rudickým propadáním. Po regresii tortonského moře nastalo období denudace, ve kterém byla odstraněna převážná část tortonských sedimentů z plošin a srovnány zlomové svahy, které vznikly před tortonskou transgesí (K. Hromada 1953). Na rozhraní třetihor a čtvrtohor bylo celé území opět vyzvednuto, obnovena hloubková eroze, která jednak vedla k exhumaci starších údolí, jednak vytvářela nová údolí zahloubená do hornin skalního podloží. V průběhu této fáze zahlubování došlo na Konické vrchovině k několika změnám v půdorysném uspořádání údolní sítě. Největší změna nastala v povodí Bílé vody, která pronikla intenzivní zpětnou erozí do údolí horního toku Malé Hané a odvedla její vody do svého koryta (R. Kettner 1960, O. Štelcl 1962).

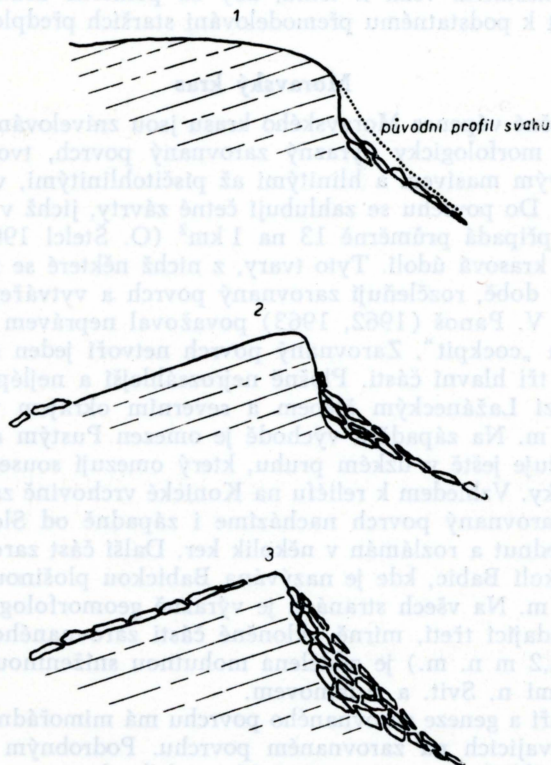
Zatím co třetihorní geomorfologický vývoj vtiskl Konické vrchovině základní hrubé rysy, bylo ve čtvrtohorách toto území ještě dále modelováno a obohaceno o celou řadu tvarů drobných, které dokreslují dnešní reliéf. Čtvrtohorní modelace probíhala pod vlivem silných klimatických změn, které podmínily vznik řady tvarů, označovaných jako tvary periglaciálního cyklu. K těmto tvarům náleží ve studované jednotce svahové sedimenty podmíněné mrazovým větráním, mocná nakupení těchto svahovin, podmíněná soliflukcí, a korazní tvary vzniklé pohyby svahových hmot.

Na Konické vrchovině se mrazové větrání projevilo nejintenzivněji ve slepenicích, a to především na údolních svazích. Např. v blízkosti Račic bylo při údolním svahu z II. fáze zahlubování zjištěno 12 m převážně pleistocenních sutí (K. Hromada 1951). Naproti tomu jako velice odolné proti mrazovému větrání se projeví masívní a celistvé kulmské droby, pokryté jen tenkou vrstvou zvětralín a sedimentů. Ze studia zvětralinových plášťů vyplynula též důležitá úloha reliéfu při procesu větrání. Na zarovnaném povrchu a v široce rozevřených údolích byly zjištěny převážně jemnozrné sedimenty, které ukazují, že na mírně zvlněném reliéfu docházelo k jejich pomalému odklizu. Zvětraliny byly po dlouhou dobu vystaveny procesům větrání, a proto mohly být dokonaleji rozloženy než např. na příkrých údolních svazích, kde odkliz zvětralín probíhal mnohem rychleji.

Značnou část zvětralinových plášťů nenacházíme dnes na původním místě, ale v polohách, kam byly druhotně přemístěny. Největší význam při transportu zvětralín v pleistocénu je připisován soliflukci. V popisovaném území nacházíme několik přirozených odkryvů, ve kterých můžeme soliflukci dopravovaný materiál dobře studovat. Od holocenních sedimentů se odlišuje zřetelným zvrstvením. Např. východně od Rozstání u Panského mlýna byly zjištěny dobře zvrstvené sprašové hlíny s vrstvičkami kulmských břidlic a pískovců. Severně od tohoto odkryvu vystupují v zárezu polní cesty zvrstvené písčité hlíny. Vrstvičky asi 10 mm silné jsou tvořeny ředým jílem, středně zrnitým pískem a oblázky jílovitých břidlic a pískovců (M. Pokorný 1954). Vrstevnatá struktura hlín odpovídá volné soliflukci, při níž dochází k přemístování jednotlivých částic zvětralín po svahu (C. Troll 1944, J. Dylik 1953). Naproti tomu v údolí bezejmenného potoka, přicházejícího do Holštýnského poloslepého údolí od severu, byly při soliflukci

spolu s hlinitými deluvii vlečeny i drobové bloky. Takové přemístování zvětralin je označováno jako soliflukce vázaná (K. Žebera 1958, J. Demek, O. Štelcl 1962).

Nahromadění soliflukčních sedimentů ovlivnilo nejen příčný profil údolí, ale zatlačilo vodní toky k protilehlému svahu, který byl bočnou erozí stále více zpříkřován. Např. mezi Nivou a Rozstáním byly široce rozevřené údolní svahy Bílé vody z I. fáze zahlubování těmito procesy přemodelovány do té míry, že se dnes shodují s příkrými údolními svahy z II. fáze zahlubování.



Obr. 3. Vývojová stadia mrazových srubů.

Intenzivním mrazovým větráním a periglaciální svahovou modelací vznikají jedny z nejtypičtěších periglaciálních tvarů — mrazové sruby. Ve většině případů vznikly na čele silně rozpukaných kulmských drob a slepenců, na průsečnici svahů různého sklonu. Ve studovaném území je nacházíme na mnoha místech a v různých vývojových stádiích, z nichž můžeme odvodit tuto vývojovou řadu: a) příkrý skalní stupeň se suťovou haldou při úpatí, b) souvislý nebo v jednotlivá skaliska rozčleněný mrazový srub či skalní val, lemovaný suťovými haldami, c) skalní vyvýšenina, přikrytá ostrohrannými sutěmi, v nejvyšším místě vyvýšeniny vystupuje na povrch skalní podloží (viz obr. 3).

Dalším typickým tvarem periglaciálního cyklu jsou ploché, ve směru sklonu protažené suché deprese (Dellen). Bývají jednoduché i rozvětvené, mají úvalovitý

příčný profil. Vznikly korozní činností soliflukčních proudů (J. Büdel 1944, J. Dylík 1953, A. Jahn 1956). Nejčastěji je nacházíme na svazích široce rozvěřených údolí, bývají velice mělké, vyplněné cca 1–2 m mocnou vrstvou hlinitých sedimentů. Do hlavního údolí přecházejí kuzelem. Méně často je nacházíme na příkrych údolních svazích, kde jsou podstatně kratší, mají kapkovitý tvar a jsou vyplněny jen velice tenkou vrstvou hrubozrnnějších sedimentů.

Závěrem můžeme konstatovat, že denudační procesy probíhající v chladných periodách pleistocénu vedly ke zmenšení reliéfové energie. Intenzita, s jakou modelace probíhala, nestačila však k tomu, aby za poměrně krátké období pleistocénu mohlo dojít k podstatnému přemodelování starších předpleistocenních tvarů.

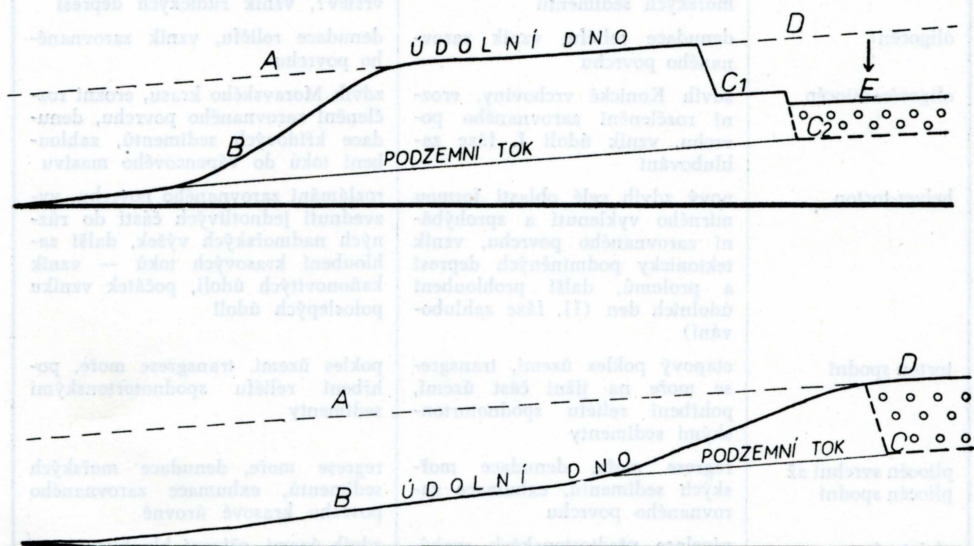
Moravský kras

Složitě zvrásněné vápence Moravského krasu jsou znivelovány ve výšce 450 až 540 m n. m. v morfoloogicky výrazný zarovnaný povrch, tvořený silně rozpuštěným vápencovým masivem a hlinitými až písčitohlinitými, ve vodě nerozpustnými sedimenty. Do povrchu se zahlubují četné závrtvy, jichž v severní části Moravského krasu připadá průměrně 13 na 1 km² (O. Štelcl 1960), dále protáhlé suché deprese a krasová údolí. Tyto tvary, z nichž některé se intenzívně vyvíjejí ještě v současné době, rozčleňují zarovnaný povrch a vytvářejí na něm deprese a elevace, které V. Panoš (1962, 1963) považoval neprávem za zbytky tropického krasu typu „cockpit“. Zarovnaný povrch netvoří jeden souvislý celek, ale je rozčleněn na tři hlavní části. Plošně nejrozsáhlejší a nejlépe zachovaný úsek se rozkládá mezi Lažáneckým žlebem a severním okrajem vápenců ve výšce 500–520 m n. m. Na západě a východě je omezen Pustým a Suchým žlebem, za nimiž pokračuje ještě v úzkém pruhu, který omezuje sousední vyšší geomorfologické jednotky. Vzhledem k reliéfu na Konické vrchovině zaujímá až o 100 m nižší polohu. Zarovnaný povrch nacházíme i západně od Sloupu, kde je však tektonicky vyzvednut a rozlámán v několik ker. Další část zarovnaného povrchu se rozkládá v okolí Babic, kde je nazývána Babickou plošinou. Dosahuje výšky 470–500 m n. m. Na všech stranách je výrazně geomorfologicky omezena. Od jižněji se rozkládající třetí, mírně ukloněné části zarovnaného povrchu v okolí kóty Hády (452,2 m n. m.) je oddělena mohutnou sníženinou, probíhající mezi Ochozí-Bílovicemi n. Svit. a Adamovem.

Pro určení stáří a geneze zarovnaného povrchu má mimořádný význam poznání sedimentů spočívajících na zarovnaném povrchu. Podrobným výzkumem těchto sedimentů, prováděným v severní části Moravského krasu v roce 1962 a 1963, jsem zjistil, že vápence jsou přikryty poměrně tenkou vrstvou allochthonních sedimentů. Na bázi nacházíme obvykle hnědočervené až rudohnědé jílovité sedimenty s drobnými ostrohrannými vápencovými úlomky a místy též s drobnými, dokonale opracovanými křemitými štěrkíky. Jíly červenozemního charakteru vyplňují obvykle pukliny a jen místy tvoří tenký souvislý pokryv. Můžeme však předpokládat, že v geologické minulosti se uplatňovaly na povrchu ve větší míře než dnes (V. Ložek 1960–1961). Nad rudohnědými jíly spočívají obvykle hnědé až žlutohnědé jílovitopísčité hlíny s vápencovými bloky. Množství bloků směrem k bázi roste. Maximální mocnost této vrstvy měří 8 m. Nejsvrchnější polohy tvoří šedá až šedohnědá jílovitopísčité hlína o maximální mocnosti 2 m. Podél severní hranice vápenců byly v úzkém pruhu zjištěny šedé hlinitopísčité sedimenty, spláchnuté na vápence z vyššího reliéfu Konické vrchoviny. Místy spočívají na vápencovém podkladu denudační zbytky fosilních sedimentů pestrých barev. V severní části Moravského krasu, na Ostrovské plošině, byla v těchto sedimentech po-

Geologická epocha	Konická vrchovina	Moravský kras
jura	denudace reliéfu	denudace reliéfu
křída spodní	intenzivní lateritické větrání vznik zarovnaného povrchu	intenzivní lateritické větrání, vznik zarovnaného povrchu, vznik rudických vrstev?, počátek vzniku rudických depresí
křída svrchní	lateritické větrání, při jz. okraji sedimentace sládkovodních a mořských sedimentů	sedimentace sládkovodních a mořských sedimentů, vznik rudických vrstev?, vznik rudických depresí
oligocén	denudace reliéfu, vznik zarovnaného povrchu	denudace reliéfu, vznik zarovnaného povrchu
oligocén-miocén	zdvih Konické vrchoviny, erozní rozčlenění zarovnaného povrchu, vznik údolí I. fáze zahlubování	zdvih Moravského krasu, erozní rozčlenění zarovnaného povrchu, denudace křídových sedimentů, zahloubení toků do vápencového masivu
helvet-torton	nový zdvih celé oblasti formou mírného vyklenutí a zprohýbání zarovnaného povrchu, vznik tektonicky podmíněných depresí a prolomů, další prohloubení údolních den (II. fáze zahlubování)	rozlámání zarovnaného povrchu, vyzvednutí jednotlivých částí do různých nadmořských výšek, další zahloubení krasových toků — vznik kaňonovitých údolí, počátek vzniku poloslepých údolí
torton spodní	etapový pokles území, transgrese moře na jižní část území, pohřbení reliéfu spodnotorton-skými sedimenty	pokles území, transgrese moře, pohřbení reliéfu spodnotorton-skými sedimenty
pliocén svrchní až pliocén spodní	regrese moře, denudace mořských sedimentů, exhumace zarovnaného povrchu	regrese moře, denudace mořských sedimentů, exhumace zarovnaného povrchu krasové úrovně
pleistocén	nivelace předtortonských svahů, zdvih území, oživení hloubkové eroze, exhumace předtortonských údolí, vznik nových údolí zasloubených do skalního masivu, po uvolnění horotvorných tlaků poklesy reliéfu o nevelké výšce skoku	zdvih území, oživení hloubkové eroze, exhumace předtortonských údolí a žlebů, další prohloubení jejich údolních den proti toku, další vývoj poloslepých údolí
pleistocén	opakující se akumulace a odnos sedimentů z údolí, vznik náplavových kuželů, vznik tvarů periglaciálního cyklu	opakující se akumulace a odnos sedimentů z údolí a svahů, akumulace štěrků v poloslepých údolích, rozšíření údolí v úrovni povrchu štěrků, vznik izolovaných skalisek
holocén starý	akumulace splachových sedimentů v údolí	akumulace splachových sedimentů v krasových údolích a žlebech, vznik travertínů
holocén mladý	erozní rozčlenění staroholocenních a pleistocenních sedimentů v údolích	erozní rozčlenění staroholocenních sedimentů a travertínů, pokles hladiny toků k předtortonské úrovni intenzivní splach sedimentů z plošin do podzemí, rozšiřování puklin v zóně vertikální cirkulace, vznik náplavových závrťů

znána sladkovodní křída (petrografický rozbor a stanovení těžkých minerálů provedl laskavě R. Burkhardt, jemuž tímto srdečně děkuji), tj. sedimenty shodné s rudickými vrstvami [viz I. Krystek (1959)]. Jejich petrografický charakter ukázal, že přínos materiálu se dál ze značných vzdáleností, což předpokládá plochý reliéf. Zbytky popisovaných sedimentů, které dnes nacházíme v různých částech Moravského krasu, ukazují, že oblast Moravského krasu zaujímala v době jejich sedimentace nižší polohu než okolní reliéf. Snížení vápencového povrchu je pravděpodobně výsledkem intenzivního povrchového větrání ve spodní křídě. Zda při tomto větrání proběhl celý krasový cyklus, nemůžeme dnes odpovědně říci, protože chybí pro jeho rekonstrukci geomorfologické doklady.



Obr. 4. Znázornění dvou typů poloslepých údolí. A—D — vývojová fáze poloslepých údolí a žlebů.

Právem však můžeme předpokládat, že plochý vápencový povrch byl zcela přikryt sladkovodními křídovými sedimenty. V průběhu mladšího geomorfologického vývoje byl pohřbený zarovnaný povrch tektonickými pohyby rozlámán a jednotlivé jeho části vyzvednuty do různých nadmořských výšek. Z vyšších poloh byly sedimenty odstraněny, čímž byl obnažen křídový povrch, který svými znaky i genezí nejlépe odpovídá povrchu, klasifikovanému H. Louisem (1956), jako holá krasová úroveň. Mocnější polohy křídových a popříp. i jurských sedimentů se uchránily před erozí pouze v tektonických depresích, v daném případě v Blanském prolomu. Pod těmito sedimenty vznikl u Rudice zvláštní druh krasu, tzv. přikrytý kras, jehož projevem jsou mohutné deprese vyplněné rudickými vrstvami, tj. vkleslou sladkovodní křídou. Označení rudických vrstev za svrchněkřídové má velký význam pro určení stáří rudických depresí, které se tím posunuje do svrchní křídý až paleogénu. Správnost tohoto názoru potvrzuje i zjištění, že dna rudických depresí, která nám v daném případě zastupují bazální plochu zvětrávání, sahají až k úrovni skalního dna paleogenního údolí probíhajícího od Rudického propadání ke Křtinám.

Moravský kras se vyznačuje velkou povrchovou suchostí, podmíněnou pronikáním srážkových vod do podzemí. Vodní toky přitékající z okolních vyšších geomorfologických jednotek pronikají na okraji vápenců četnými ponory a několika propadáními do podzemí a pokračují dále jako podzemní krasové toky. V okolí propadání byla údolí složitými destrukčními procesy rozšířena, čímž vznikla slepá a poloslepá údolí. V Moravském krasu nacházíme celou řadu slepých a poloslepých údolí, z nichž nejvýznačnější jsou Holštejnské, Sloupské, Rudické a Hostěnické. Podle vnějších znaků a stupně geomorfologického vývoje můžeme poloslepá údolí rozdělit do dvou skupin

1. poloslepá údolí s morfoloicky výraznou poloslepou stěnou,
2. poloslepá údolí s morfoloicky nevýraznou poloslepou stěnou.

Do první skupiny náleží především poloslepé údolí Holštejnské a Hostěnické. Do druhé skupiny náleží poloslepé údolí Sloupské. Všechna údolí se vyznačují shodným geomorfologickým vývojem a stejným stářím. Vznikla v závislosti na poklesu místní erozní báze a na geomorfologickém vývoji okolního, i nekrasového reliéfu. Jejich vývoj prošel následujícími stadii (první skupina):

A. V období I. fáze zahlubování toků na Konické vrchovině poloslepá údolí v dnešní podobě neexistovala. Toky přicházející na vápence protékaly po celé své délce povrchově. V úrovni údolního dna vznikla řada jeskyní — jeskynní úroveň.

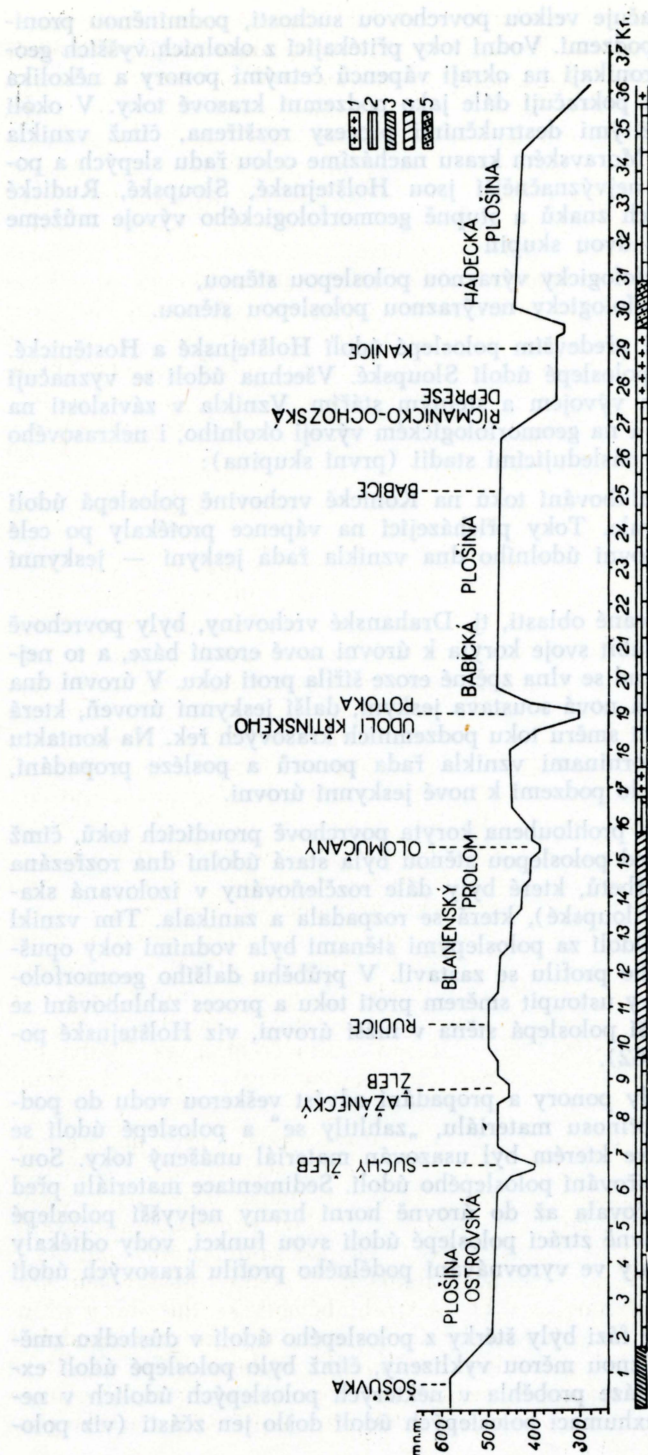
B. Po zdvihu celé studované oblasti, tj. Dražanské vrchoviny, byly povrchově tekoucí toky nuceny prohloubit svoje koryta k úrovni nové erozní báze, a to nejdříve na dolních tocích, odkud se vlna zpětné eroze šířila proti toku. V úrovni dna prohloubených údolí vznikla nová soustava jeskyní, další jeskynní úroveň, která se postupně rozšiřovala proti směru toku podzemních krasových řek. Na kontaktu vápenců se silikátovými horninami vznikla řada ponorů a posléze propadání, jimiž vodní toky pronikaly do podzemí k nové jeskynní úrovni.

C. Před propadáním byla prohloubena koryta povrchově proudících toků, čímž vznikla poloslepá stěna. Před poloslepou stěnou byla stará údolní dna rozřezána v systém úzkých ostrých hřbetů, které byly dále rozčleňovány v izolovaná skaliska (viz poloslepé údolí Sloupské), která se rozpadala a zanikala. Tím vznikl prostor poloslepých údolí. Údolí za poloslepými stěnami byla vodními toky opuštěna a vývoj jejich podélného profilu se zastavil. V průběhu dalšího geomorfologického vývoje mohly ponory ustoupit směrem proti toku a proces zahlubování se opakoval, čímž vznikla další poloslepá stěna v nižší úrovni, viz Holštejnské poloslepé údolí (O. Štelc 1962).

D. V pleistocénu nestačily ponory a propadání odvést veškerou vodu do podzemí v důsledku zvýšení přínosu materiálu, „zahltily se“ a poloslepé údolí se změnilo v dočasné jezero, ve kterém byl usazován materiál unášený toky. Současně došlo k bočnímu rozšiřování poloslepého údolí. Sedimentace materiálu před poloslepými stěnami pokračovala až do úrovně horní hrany nejvyšší poloslepé stěny. Po dosažení této úrovně ztrácí poloslepé údolí svou funkci, vody odtékaly opět povrchově a pokračovaly ve vyrovnávání podélného profilu krasových údolí za poloslepými stěnami.

E. V následující vývojové fázi byly šterky z poloslepého údolí v důsledku změny klimatu profíznuty a různou měrou vyklizeny, čímž bylo poloslepé údolí exhumováno. Tato vývojová fáze proběhla v některých poloslepých údolích v nepatrném rozsahu, takže k exhumaci poloslepých údolí došlo jen zčásti (viz polo-

Měrný krasový vývoj v okolí povrchové suchosti podmíněnou prvotní krasovou sítí. Vodní toky přibíhají z okolních výškových částí krasové sítě. V okolí povrchové suchosti se vytvářejí krasové toky. V okolí povrchové suchosti se vytvářejí krasové toky. V okolí povrchové suchosti se vytvářejí krasové toky.



Obr. 5. Schematické znázornění krasových plošin. 1 — brněnský masív, 2 — vápence devonu, 3 — horniny spodního karbonu, 4 — jura, křída, rudické vrstvy, 5 — bazální devonská klastika.

slepé údolí Sloupské). V těchto případech vedlo obnovení podzemního odvodňování v úrovni povrchu štěrků k dalšímu intenzivnímu bočnímu rozšiřování údolí.

Do druhé skupiny náleží poloslepá údolí, která ještě v dnešní době plní funkci poloslepých údolí, poloslepá stěna je za vyšších vodních stavů pravidelně přetékána povrchovým tokem. K těmto údolím řadím poloslepé údolí Křtinské, na Říčce, na Krasovském potoku, u Dolinky a řadu údolí na bezejmenných krátkých tocích, přítékajících na vápence z okolních geomorfologických jednotek. Převážná část těchto údolí nebyla dosud považována za údolí poloslepá. Všechna prošla, stejně jako údolí předcházejícího typu, vývojovými fázemi A, B, C, D. Rozdíl je pouze v tom, že fáze B byla mohutnější. V jejím průběhu dosáhl povrchový tok, přizpůsobující se nové erozní bázi, téměř profilu rovnováhy a zpětná eroze pronikla až k okraji vápenců. Tím byl ovlivněn průběh následující fáze C, ve které došlo k prohloubení koryta povrchového toku před ponory a propadáními. Hloubka zářezu byla podstatně menší než v poloslepých údolích I. skupiny, protože výškový rozdíl mezi dnem krasového údolí z fáze B a hladinou podzemního krasového toku, tj. výška zóny vertikální cirkulace, byla malá. V následující fázi D byla nehluboká údolí před poloslepou stěnou rychle zaštěrkována a údolí za poloslepou stěnou dále prohloubena k rovnovážnému profilu. Fáze E se v těchto údolích neprojevila (viz obr. 4).

Za poloslepými stěnami pokračují krasová údolí, jejichž geneze a stáří byly v poslední době řešeny v četných pracích (R. Kettner 1960, J. Krejčí 1961, O. Štelcl 1962, 1963, V. Panoš 1963). Bylo konstatováno, že vznikla stejně jako údolí na sousední Konické vrchovině postupně, ve dvou erozních fázích, jimž odpovídá jednak širší údolní úsek, obvykle suchý, jednak úsek kaňonovitý, protékáný zčásti povrchovým krasovým tokem. Skalní dno kaňonovitých údolí je přikryto až 40 m mocnou vrstvou pleistocenních štěrků a suť, do nichž zahlubují dnešní krasové toky svoje koryta. Sledujeme-li vztah vyššího (suchého) úseku k hladině podzemních krasových toků, zejména výšku údolního dna nad hladinou podzemních krasových toků, tj. výšku zóny vertikální cirkulace, a dále vzájemný délkový poměr obou údolních úseků v jednotlivých povodích, zjistíme, že délka suchého údolního úseku a výška zóny vertikální cirkulace se od jihu k severu, tj. proti toku Svitavy a Svratky, do níž ústí krasové toky, pravidelně zvětšuje (viz obr. 6). Ve stejném směru vzrůstá i výška poloslepých stěn, která je přímo závislá na výšce zóny vertikální cirkulace. Toto zjištění dokazuje přímou podřízenost krasových toků místní erozní bázi, jíž v daném případě je údolí Svitavy a Svratky. Současně s postupující zpětnou erozí na hlavním toku se zahlubují i pobočky protékající krasem, vyrovnává se jejich podélný profil. Tento proces probíhá tak dlouho, dokud nedojde k tak intenzivnímu zkrasovění vápencového masívu, které umožňuje podzemní odvodňování.

Ze shora uvedeného rozboru vyplývá, že vznik a vývoj poloslepých údolí a krasových údolí probíhal v Moravském krasu v hrubých rysech shodně s hlavními vývojovými fázemi na Konické vrchovině. Vývojová stadia poloslepých údolí, označená písmenem A, odpovídají, a to i stářím, I. fázi zahlubování nekrasových toků na Konické vrchovině, stadiu B a C II. fázi zahlubování, stadiu E vzniku mladého erozního zářezu. V průběhu stadia B, C došlo v Moravském krasu, stejně jako na Konické vrchovině v II. fázi zahlubování, ke změnám v půdorysném uspořádání vodních toků. Lažánecký žleb, který v té době pravděpodobně odvodňoval Jedovnickou kotlinu do údolí Punkvy (P. Ryšavý 1954, O. Štelcl 1962), byl vyplněn spodnotortonskými sedimenty a po ústupu tortonského moře vodním tokem opuštěn. Opuštěno bylo rovněž údolí probíhající od Rudického pro-

padání ke Křtinám v důsledku proniknutí vod Jedovnického potoka Rudickým propadáním do podzemí. K menším změnám došlo také v jižní části Moravského krasu, kde Březinský potok byl odveden od Ochoze směrem k jihu přímo do údolí Řičky a opustil sníženinu východně od Ochoze. Názor K. Feitla (1937), předpokládající existenci podzemního krasového toku mezi Suchým žlebem (Rytířskou jeskyní) a rudickým jeskynním systémem, dosud prokázán nebyl. Zaměřením výšky všech jeskyní a chodeb v Suchém a Pustém žlebu bylo prokázáno, že jeskyně severní části Moravského krasu, i ty, které jsou dnes zcela nebo zčásti zatopené podzemními krasovými vodami a zasahují hluboko pod úroveň dna žlebů, náležejí hydrografickému systému Punkvy. Obdobná situace je i ve střední části Moravského krasu, kde jsou všechny dosud známé jeskyně vázány na podzemní Křtinský a Jedovnický potok a v části jižní na Řičku. Starší hydrografické systémy vázané na jinou erozní bázi než Svitavu a Svatku dosud prokázány nebyly.

Ze shora provedené analýzy vyplývá, že převážná část všech krasových tvarů, a to jak povrchových, tak i podzemních, vznikla v období mezi paleogénem a holocémem. Výjimku tvoří pouze Rudické deprese, které jsou zbytky starého příkrytého krasu patrně svrchnokřídového stáří. V současné době probíhá na vápencových plošinách intenzivní odnos sedimentů do podzemí, který je umožněn rychlým korozním rozšiřováním puklin v zóně vertikální cirkulace. Přesnější časové zařazení vzniku jednotlivých krasových tvarů a jejich srovnání s tvary Konické vrchoviny je přehledně uspořádáno v přiložené tabulce.

Adamovská vrchovina

Adamovská vrchovina zaujímá ve studovaném území úzký pruh mezi západním okrajem Blanenského prolomu a Moravského krasu a údolím řeky Svitavy. Údolí Křtinského potoka toto území dělí na dvě části — severní a jižní.

Severní část se rozkládá mezi Olomučany, Blanskem a Adamovem. V půdorysu má tvar blízký trojúhelníku, jehož základnu tvoří údolí Křtinského potoka, odvěsný svah na zlomové čáře západně od Olomučan (J. Demek 1960) a levý údolní svah řeky Svitavy. Jedním z vrcholů zasahuje až k jižnímu okraji Blanska. Území je budováno granitem brněnského masívu, který jižně od Olomučan překrývají horniny devonské. Brněnský masív i devon jsou zarovnané v jednu úroveň, která je také nejstarším prvkem reliéfu. Největších výšek dosahuje jižně od Olomučan kótou 504,9 m n. m., směrem k západu pozvolna klesá. V těsné blízkosti údolí Svitavy je zarovnaný povrch rozčleněn v několik stupňů, které zaujímají téměř o 100 m nižší polohu než plošiny v okolí Olomučan. Morfologicky nejvýraznější stupeň nacházíme jihozápadně od trati zvané Holé brdy (471,8 m n. m.) a Spálenina (429,3 m n. m.), na níž stojí Nový Hrad. Oba stupně jsou od vyššího reliéfu odděleny příkrými, přímočaře probíhajícími a erozí málo rozrušenými svahy, které mají znaky svahů zlomových.

Zarovnaný povrch je krátkými údolními poboček Svitavy rozčleněn v řadu plošin. Údolí vznikla ve dvou fázích zahlubování. Na údolních svazích z obou fází zahlubování nacházíme četné stopy periglaciální modelace, dna údolí jsou překryta soliflukčním materiálem a sutěmi, které prořezává 3–5 m hluboký erozní zářez. Do hlavního údolí ústí obvykle náplavovými kužely, které však byly bočnou erozí Svitavy odneseny.

Jižní část popisované geomorfologické jednotky zaujímá o více než 100 m nižší polohu než část severní. Mezi Adamovem a Babicemi tvoří úzkou lištu, která lemuje příkrý a vysoký strukturní svah, omezující na této straně Babickou ploši-

nu. Od Babic směrem k JV se tento úzký pruh rozšiřuje a přechází do plochého reliéfu, geology nazývaného Ochozská elevace (J. Jarka 1948, J. Dvořák 1961). Z hlediska geomorfologického tvoří toto území výraznou depresi, rozkládající se mezi Babickou plošinou a plošinou Hádů. Na všech stranách je omezena podstatně vyšším reliéfem. Území má v půdorysu tvar trojúhelníka, jehož přeponu tvoří údolí řeky Svitavy, odvěsný svahy omezující Babickou a Hádkou plošinu. Jmenované dva svahy se směrem k východu přibližují, východně od Ochoze se téměř stýkají. Dále k východu pokračují téměř rovnoběžně a omezují úzkou depresi vyplněnou spodnotortonkými sedimenty, až posléze přecházejí v údolní svahy Říčky. V jižní části u Ochoze, Kanic a Řícmanic je sníženina přikryta vrstvou hlín, písků a štěrků, které „změkčují“ její reliéf (J. Demek 1956).

Reliéf Řícmanicko-kanické sníženiny, jak je popisovaný nízký pruh území nazýván, tvoří zarovnaný povrch, který místy přechází v široké, mírně zaboblené hřbety a údolí, která zarovnaný povrch rozčleňují v řadu plošin. Největších výšek dosahují plošiny v severní části 350–380 m n. m., k jihu a jihovýchodu pozvolna klesají. Objasněním geneze zarovnaného povrchu se zabýval Vl. J. Novák (1924) a J. Demek (1956). Ten, stejně jako K. Zapletal (1925), považuje plošinu za starou, tektonicky rozlámanou a pokleslou parovinu. Nejnovější geologické výzkumy, prováděné v popisovaném území, nepotvrdily existenci tektonických linií při okrajích Řícmanicko-kanické sníženiny (J. Dvořák 1961). Proto je třeba sníženinu považovat za tvar erozní.

Ploché dno sníženiny je rozřezáno nehlubokými údolními, ve kterých byly zjištěny štěrky a písky, které J. Jarka (1949) a R. Burkhardt (1950) považovali za říční terasy. A. Šob (1949) však dokázal, že jsou to sedimenty mořské, náležející spodnímu tortonu. Toto zjištění vyvrací názor o někdejším toku Březinského potoka do Svitavy (R. Burkhardt 1950). Terasy byly zjištěny pouze při ústí potoka Časnýře do Svitavy. Přítomnost miocenních sedimentů v údolích, která svým vznikem odpovídají údolím z II. fáze zahlubování, dokazuje, že tato údolí existovala již před tortonskou transgresí. Vzhledem k tomu, že přecházejí plynule do údolí Svitavy, je nutno předpokládat, že rovněž údolí Svitavy na tomto úseku existovalo již před spodním tortonem.

Blanenský prolom (východní svah)

Na západě jsou vápence severní části Moravského krasu omezeny mohutnou depresí, probíhající mezi Olomučany a Doubravicí n. Svit., nazývanou Blanenský prolom. Ten tvoří v rámci studovaného území samostatnou geomorfologickou jednotku. Osou Blanenského prolomu je řeka Svitava, přitékající do prolomu od severu úzkým průlomovým údolím a na jižním okraji Blanska prorážející mohutnou hradbou Adamovské vrchoviny k Brnu. Dno prolomu zaujímá vzhledem k okolnímu reliéfu o 240–300 m nižší polohu. Jižně od Blanska je prolom zčásti uzavřen asi 30–40 m vysokým zlomovým svahem, který je současně levým údolním svahem říčky Punkvy. Ta v uvedeném místě ústí do Svitavy. Jihovýchodně od tohoto svahu pokračuje Blanenský prolom ve vyšší poloze k Olomučanům, kde je však dosud z větší části vyplněn jurskými a křídovými sedimenty. Ty byly z východního svahu Blanenského prolomu z prostoru severně od údolí Punkvy téměř zcela vyklizeny.

Jedním ze základních geomorfologických tvarů východní části Blanenského prolomu je zarovnaný povrch. Na jihu v okolí Olomučan vznikl na jurských a kříd-

dových sedimentech, severně od údolí Punkvy, na brněnském masívu. Na rozdíl od zarovnaného povrchu na vápencích Moravského krasu nezaujímá v Blanenském prolomu horizontální polohu, ale je ukloněn směrem k ZJZ, tj. ke Svitavě. Úklon zarovnaného povrchu není na celém východním svahu Blanenského prolomu stejný. Severně od Rájce n. Svit. se zarovnaný povrch sklání plynule od rozvodí ke Svitavě, kde se noří pod údolní nivu a křídové sedimenty, kdežto jižně od Rájce n. Svit. klesá ke Svitavě několika geomorfologicky výraznými stupni, jejichž čela probíhají rovnoběžně s podélnou osou prolomu. Směrem k východu přechází zarovnaný povrch nápadným lomem spádu do zarovnaného povrchu Konické vrchoviny a Moravského krasu.

Nad mírně zvlněný zarovnaný povrch se zvedají nevysoké a ojedinělé vyvýšeniny, jejichž sv. svahy jsou ukloněny proti celkovému sklonu zarovnaného povrchu. Geomorfologicky významná a nápadná je vyvýšenina severně od Rájce n. Svit., zvedající se vysoko nad úroveň zarovnaného povrchu. Je budována denudačním zbytkem mladotřetihorních lithothamniových vápenců. Mimo lithothamniové vápence spočívají na zarovnaném povrchu denudační zbytky křídových sedimentů (R. Kettner 1940—1941, 1960) a ojedinělé valouny, které se petrografickým složením a opracováním podobají valounům ze slepencových souvrství kříd. Při terénních úpravách zde prováděných byly obnaženy mohutné kulovité zvětralé bloky žuly, které spolu s denudačními zbytky kříd ukazují na předkřídové stáří zarovnaného povrchu. V daném případě nacházíme na východním svahu Blanenského prolomu a jeho nejbližším okolí dva zarovnané povrchy různého stáří. Ukloněný starší povrch předkřídový a mladší horizontální povrch pokřídového stáří na jurských a křídových sedimentech v okolí Olomučan a Rudice.

Předkřídový povrch na východním svahu Blanenského prolomu nezaujímá rozsáhlé plochy, ale hustou sítí údolí je rozčleněn v řadu plošin a širokých hřbetů. Jeho přesné vymezení je velice obtížné, protože na něm nenacházíme dostatek křídových sedimentů, které by vyznačovaly jeho rozsah. Morfologicky se neliší od zarovnaného povrchu mladšího. Ve všech údolích, která tento povrch rozřezávají, jsem zjistil dva úseky odlišného geomorfologického charakteru, které odpovídají dvěma fázím zahlubování. Široce rozevřené údolní tvary I. fáze zahlubování neprobíhají plynule, ale společně se zarovnaným povrchem jsou roztrhány na kratší úseky, které vždy končí na čele stupně a pokračují v nižší poloze na nižším stupni. Hluboce zařezaná údolí II. fáze zahlubování probíhají nepřerušovaně po celé délce údolí. Tam, kde je zarovnaný povrch seřazen v několik stupňů, výška údolních svahů silně kolísá. V místě, kde údolí prorážejí čela stupňů, jsou údolní svahy nejvyšší, kdežto při úpatí stupňů téměř vyznívají. Severně od Rájce n. Svit., kde je zarovnaný povrch jednotně ukloněn, se údolí z II. fáze zahlubování směrem proti toku rychle zahlubují. Při vyústění do Svitavy se trychtýřovitě rozšiřují. Obdobné údolní tvary jsou typické pro tektonicky ukloněný zarovnaný povrch (J. Krejčí 1939, M. N. Fenneman 1931).

Tektonické rozlámání zarovnaného povrchu potvrzuje též půdorysné uspořádání údolní sítě. Toky stékající z východního svahu Blanenského prolomu nesledují místa největšího spádu, jak bychom očekávali u jednostranně ukloněného povrchu, ale protékají ve dvou na sebe kolmých směrech (SSV—JJZ, SSZ—JJV), které souhlasí s okrajovými zlomy Blanenského prolomu. Často se setkáváme s tím, že vodní toky sledují úpatí stupňů, jejichž čela probíhají rovnoběžně se zlomy Blanenského prolomu, lomí se pod pravým úhlem, při čemž v prodloužení

původního směru pokračuje jiné údolí nebo suchá deprese či svah, oddělující dvě různé vysoko položené plošiny. Závislost průběhu údolí na uvedených směrech je tak přesná, že údolní síť, která vznikla na východním svahu prolomu, můžeme považovat za typ sítě pravoúhlé, vázané na území silně zasažené tektonickými pohyby (J. Krejčí 1944).

V řadě údolí náležejících II. fázi zahlubování a v suchých depresích jsem zjistil stejně jako M. Neubauer (1957) spodnotortonské sedimenty. Na údolních svazích obou fází zahlubování nacházíme četné stopy periglaciální modelace, jako např. mrazové sruby, kamenná moře, soliflukční proudy a hlíny, které vyplňují celá údolní dna. Na dolních tocích byly tyto sedimenty vyklizeny, kdežto na horních a středních tocích pouze proříznuty asi 3—4 m hlubokým erozním zářezem.

Z uvedeného popisu vyplývá, že základní rysy Blanenského prolomu jsou dány jednostranným tektonickým úklonem zarovnaného povrchu směrem k ZJZ. Tím vzniklo geomorfologicky výrazné omezení prolomu na západě, kdežto na východní straně se reliéf pozvolna zvedá od údolní nivy Svitavy až téměř k západní hranici Moravského krasu. Zarovnaný povrch prošel obdobnými vývojovými stadii jako sousední geomorfologické jednotky.

3. Závěr

Z provedené analýzy vyplývá, že studované území je složeno ze dvou geomorfologických jednotek — Blanenského prolomu a Dražanské vrchoviny. Ta se dále rozpadá na tři geomorfologické celky — Konickou vrchovinu, Moravský kras a Adamovskou vrchovinu. Vzájemná tvarová podobnost jednotlivých geomorfologických celků ukazuje, že celé území prodělalo v hrubých rysech shodný geomorfologický vývoj. Rozsah jednotlivých geomorfologických celků určuje pouze odlišné uspořádání geomorfologických tvarů a jejich rozdílná výšková poloha.

Nejstarším erozním tvarem jsou dva zarovnané povrchy různého stáří. Starší křídový je uchován v plošně značně omezených zbytcích na složitě zvrásněných vápencích Moravského krasu a částečně též na východním svahu Blanenského prolomu, kde ho však nemůžeme plošně vymezit. Mladší pokřídový povrch je vyvinutý na Konické vrchovině na jurských a křídových sedimentech vyplňujících jv. část Blanenského prolomu a na Adamovské vrchovině. Třetihorní geomorfologický vývoj byl silně ovlivněn horotvornými pohyby v karpatské oblasti, které studovanou oblast nerovnoměrně vyzvedly, vyklenuly a v některých místech zprohýbaly. Tam, kde byly tlaky příliš silné, došlo též k roztržení zarovnaného povrchu. Opakující se tektonické pohyby byly příčinou postupného zahlubování vodních toků, které zpětnou erozí stále více pronikaly do nitra Dražanské vrchoviny a rozčleňovaly zarovnaný povrch v řadu plošin. V soulase s postupným zahlubováním vodních toků probíhalo také krasovění vápencového masívu.

V nejmladším geologickém období, ve čtvrtohorách, bylo celé území v důsledku mocných oscilací klimatu několikrát modelováno procesy probíhajícími v periglaciálních klimatických podmínkách, které definitivně zformovaly jednotlivé geomorfologické celky. V současné době probíhá na vápencích intenzivní splach pūd do podzemí, ovlivněný stavem geomorfologického vývoje Moravského krasu a rychlým rozšiřováním puklin v zóně vertikální cirkulace. Složitý geomorfologický vývoj, při kterém se uplatnila celá řada reliéfových činitelů, určil studovanému reliéfu polygenetický ráz.

I. Vysvětlivky k podrobné geomorfologické mapě jz. části Drahanské vrchoviny (na příloze)

1. Tvary podmíněné endogenními činiteli:

A. Tvary podmíněné strukturou hornin:

a) Strukturální tvary všeobecně:

- 3 — strukturální plošiny
- 23 — strukturální svahy
- 6 — mírné svahy kaňonů a kaňonovitých údolí
- 9 — strmé svahy kaňonů a kaňonovitých údolí

b) Krasové tvary:

- 13 — deprese vzniklé krasovými procesy
- 27 — význačné jeskyně
- 25 — propasti
- 24 — velké závrtý
- 26 — ponory, propadání

B. Tvary podmíněné neotektonikou:

- 21 — zlomové svahy
- 22 — svahy na zlomových čarách
- 10 — údolí založená na význačných tektonických liniích

2. Tvary podmíněné exogenními činiteli:

A. Erozně denudační tvary:

- 1 — exhumovaný zarovnaný povrch křídového stáří, snížený mladší denudací
- 2 — zarovnaný povrch paleogenního stáří, snížený mladší denudací

B. Fluviaální tvary:

- 8 — příkře ukloněné svahy říčních údolí
- 4 — mírně ukloněné svahy říčních údolí
- 5 — mírně ukloněné svahy říčních údolí v oblasti překrytého krasu
- 7 — mírné svahy zaoblených hřbetů
- 11 — erozní zářezy a strže
- 14 — svahové úpady
- 28 — odlehliky
- 20 — tvrdoše

C. Nivální tvary:

- 15 — mrazové sruby

D. Akumulační tvary:

Fluviaální tvary:

- 17 — akumulací terasy ve slepých a poloslepých údolích
- 18 — ojedinělé šterky
- 12 — údolní niva
- 16 — málo rozsáhlé náplavové kužele
- 19 — dna údolí a kotlin tvořená terciárními a kvartérními sedimenty

3. Značky:

- 29 — sedla
- 30 — směr sklonu plošin
- 31 — rybníky
- 32 — regulované toky
- 33 — vodní toky

Literatura

- ABSOLON K.: Moravský kras I. — 218 str., Praha 1905—1911.
- BURKHARDT R.: Piráctví Ochozského potoka v Moravském krasu. — Sborník ČSZ 1950, 228—229, Praha 1951.
- K otázce intaktních neogenních sedimentů v některých údolích Moravského krasu. — Československý kras 7: 116, Brno 1953.
- BURKHARDT R., HOMOLA B., ŠEVČÍK A.: Příspěvek k poznání krasových jevů Babické plošiny a údolí Březinského potoka v Moravském krasu. — Kras v Československu 1: 1—13, Brno 1960.
- BÜDEL J.: Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. — Geol. Rundschau 34,7/8, 1944.
- CVIJIC J.: Evolucija karsta u Moravskoj. — Glasnik Srpske kraljevske akademije 108: 1—17, Beograd 1923.
- DEMEK J.: Geomorfologické poměry povodí průlomového údolí Svitavy mezi Blanskem a Bílovicemi nad Svitavou. — Rukopis, Brno 1956.
- Svah na zlomové čáře u Olomučan. — ČSZ 65: 359, Praha 1960.
- DEMEK J., ŠTELCL O.: Periglaciální jevy v Lysické sníženině na Moravě a jejím okolí. — Antropozoikum 10: 53—60, Praha 1962.
- DVOŘÁK J.: Ke genezi rudických vrstev. — Československý kras 6: 218—219, Brno 1953.
- Základy faciálního a lithologického vývoje devonu a karbonu na Moravě. — Sborník krajského Vlastivědného musea v Olomouci 3: 23—46, Olomouc 1958.
- Výsledky vrtného výzkumu v severní části Moravského krasu. — Antropos, symposium o problémech pleistocénu, Moravské museum v Brně 14: 93—95, Brno 1961.
- DVOŘÁK J., PTÁK I.: Geologický vývoj a tektonika devonu a spodního karbonu Moravského krasu. — Sborník geologických věd, řada G 3, 49—84, Praha 1963.
- DYLIK J.: O peryglacialnym charakterze rzezby srodkowej Polski. — Acta geographica 24: 109, Lodz 1933.

- FENNEMAN N. M.: Physiography of Western United States. — Str. 409—412, New York and London 1931.
- HASSINGER H.: Die Mährische Pforte und ihre benachbarten Landschaften. — Abh. der k. k. Geogr. Gesellschaft in Wien 11, 2: 1—313, Wien 1914.
- HROMADA K.: Geologické poměry území mezi Rousínovem, Vyškovem a Rozstáním na Drahanské plošině. — Věstník Král. české spol. nauk 3, 4: 1—22, Praha 1953.
- HROMÁDKA J.: Orografické třídění Československé republiky. — ČSZ 61,3—4: 161—181, 265—300, Praha 1956.
- JAHN A.: Wyzina Lubelska (rzęzba i czwartorzęd). — 453 str., Warszawa 1956.
- JARKA J.: Geologie jižní části Moravského krasu mezi Křtinami a Mokrou. — Rozpravy Čs. akademie 14: 21, Praha 1948.
- KETTNER R.: Blanenský prolom. — ČSZ 46: 113—118, Praha 1940—1941.
- Poznámky o jurském útvaru u Rudice a Olomučan. — Zprávy Geol. ústavu pro Čechy a Moravu 18: 302—306, Praha 1942—1943.
- Geologická stavba severní části Moravského krasu a oblastí přilehlých. — Rozpravy II. tř. české akademie 59, 11: 1—29, Praha 1949.
- Morfologický vývoj Moravského krasu a jeho okolí. — Československý kras (zvl. otisk) 12: 1—39, Praha 1960.
- KREJČÍ J.: Profil rovnováhy jakožto základ studia říčních teras. — Spisy Odboru ČSZ v Brně, řada A 5, 54—60, Brno 1939.
- Geomorfologická analýza zlínska. — Práce Moravské přír. věd. spol. v Brně, 1—29, Brno 1944.
- K otázce existence krasového cyklu. Sborník ČSZ 65: 315—325, Praha 1961.
- KRYSTEK I.: Příspěvek k poznání geneze a stáří rudických vrstev. — Kras v Československu 1: 24—25, Brno 1959.
- KUNSKÝ J., STEHLÍK V.: Macocha a Moravský kras. — Str. 5—29, Praha 1961.
- LOBECK A. K.: Geomorphology. — 731 str., New York and London 1939.
- LOUIS H.: Das Problem der Karst Niveau. — Report of the Commission on Karst Phenomena IGU, 24—30, New York 1956.
- LOŽEK V.: Několik poznámek o kvartéru Hrhovského amfiteátru. — Československý kras 13: 186—189, Praha 1962.
- MANN K.: Zpráva o geologickém mapování v okolí Protivanova. — Věstník Stát. geol. ústavu ČSR: 122—124, Praha 1947.
- NEUBAUER M.: Blansko — průzkum základových púd. — Archiv KÚP Brno, 1—20, Brno 1957.
- NOVÁK VL. J.: Morfologický vývoj neogenních sníženin na Moravě. — Věstník Král. čes. spol. nauk, II. tř., 229 str., Praha 1924.
- PANOŠ VL.: Fosilní destrukční tvary východní části České vysočiny. — Geografický časopis 14, 3: 181—204, Bratislava 1962.
- K otázce původu a stáří sečných povrchů v Moravském krasu. — Československý kras 14: 29—41, Praha 1963.
- POKORNÝ M.: Geologické poměry jižně od Drahan. — Časopis Mor. musea v Brně 29: 5—13, Brno 1954.
- PROCHÁZKA J. V.: O svéráznosti Moravského krasu. — Sborník Čes. spol. zeměvědné 5: 201—204, 272—274, 289—302, Praha 1889.
- RYŠAVÝ P.: Nový výskyt miocenního téglu u Šošůvky v Moravském krasu. — Československý kras 3: 363, Brno 1950.
- Příspěvek k poznání krasových zjevů náhorní roviny Lažánecko-vilémovické v Moravském krasu. — Československý kras 7: 89—130, Brno 1954.
- Suchý žleb a jeho jeskyně. — Československý kras 8—9: 2—72, Praha 1956.
- ŘÍKOVSKÝ F.: Paleopotamologický vývoj Svitavy. — Sborník Stát. geol. ústavu ČSR 8: 287, Praha 1928—1929.
- Příspěvek k abrasním plochám Drahanské vysočiny. — Sborník ČSZ: 164—173, Praha 1930.
- SCHÜTZNEROVÁ-HAVELKOVÁ V.: Nález miocenních sedimentů v údolí Punkvy východně od Blanska. — Časopis pro mineralogii a geologii 2: 318—331, Praha 1957.
- Nový nález tortonských sedimentů v dolním údolí Punkvy. — Československý kras 10: 86 až 88, Praha 1957.
- Výskyt miocenních sedimentů u Lažánek v Moravském krasu. — Věstník ÚÚG 33: 208 až 211, Praha 1958.
- Mocnost tortonských sedimentů v Lažáneckém údolí v Moravském krasu. — Československý kras 11: 180—182, Praha 1958.
- ŠOB A.: Předběžná zpráva o geologickém mapování v okolí Brna. — Věstník geol. ústavu 24: 174—175, Praha 1949.
- ŠTELCL O.: Problém krasových úrovní v severní části Moravského krasu. — Zprávy o geomorfologických výzkumech v roce 1960, 1: 24—26, Brno 1960.

- ŠTELCL O.: Změny v počtu a velikosti závrtů v severní části Moravského krasu za posledních padesát let. — *Časopis Moravského musea v Brně* 45: 79—98, Brno 1960.
- Zpráva o výzkumu miocénu v okolí Jedovnice. — *Věstník ÚÚG* 35: 221—224, Praha 1960.
- Geomorfologické poměry severní části Moravského krasu a přilehlých oblastí nekrasových ve vztahu k podzemním krasovým dutinám. — *Kandidátská práce*, 120 str., Brno 1961.
- Geomorfologické poměry Holštýnského poloslepečého údolí v Moravském krasu. — *Československý kras* 13: 31—53, Praha 1962.
- K otázce stáří Lažaneckého žlebu v Moravském krasu. *Československý kras* 13: 57—67, Praha 1962.
- Jeskynní úrovně severní části Moravského krasu. — *Československý kras* 14: 17—27, Praha 1963.
- TROLL C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimat der Erde. — *Geol. Rundschau* 34: 545—694, Stuttgart 1944.
- ZAPLETAL K.: Geotektonická stavba Moravského krasu. — *Časopis Moravského zem. musea*, 20—21, Brno 1922—1923.
- Vývoj Moravského krasu od jury do miocénu. — *Příroda* 24, Brno 1931.
- Geologie a petrografie země Moravskoslezské. — 280 str., Brno 1931—1932.
- Příspěvek k otázce zdvihu Drahanské vysočiny. — *Sborník ČSZ* 38: 15—17, Praha 1932.
- ZVEJŠKA F.: Blanenský prolom. — *Práce Mor. přír. věd. spol.*, 28 str., Brno 1943.
- ŽEBERA K.: Československo ve starší době kamenné. — 211 str., Praha 1958.

DIE GEOMORPHOLOGISCHEN VERHÄLTNISSE DES SÜDWESTLICHEN TEILES DES DRAHANER HOCHLANDES

In der vorliegenden Arbeit beschreibt der Verfasser die geomorphologische Entwicklung des Drahaner Hochlandes, d. h. jenes geschlossenen Naturganzen, das sich im Berührungsgebiet des Böhmisches Massivs und der Karpaten erstreckt. Das Gebiet bildet eine selbständige orographische und geomorphologische Einheit höheren Grades, die geomorphologisch markant begrenzt ist, und zwar im Süden vom Thaya-Schwarza Becken und vom Wischauer Tor, im Westen teilweise vom Tal des Flusses Zwittza, von der Boskowitz Furche, vom Blansko- und Valchov-Graben und im Osten vom Obermarchbecken. Nur im Norden ist seine Begrenzung undeutlich. Die vorliegende Arbeit behandelt nur den südlichen Teil des Drahaner Hochlandes. Dieser wird aus Gesteinen der Brüner Eruptivmasse (Granit, Diorit) vordevonischen Alters, weiter aus kompliziert gefalteten Kalksteinkomplex devonischen Alters und aus einfach gefalteten Gesteinen (Schiefer, Konglomerate, Grauwacken) unterkarbonischen Alters gebaut. Stellenweise beruhen die Jura- und Kreidedenudationsreste auf Kalksteinen. Das ganze Gebiet ist mit einer dünnen Schicht pleistozäner Sedimente überdeckt.

Die grösste Seehöhe erreicht das Gebiet im Norden in der Umgebung von Protivanov auf der Kote Skála (723,5 m). Von hier aus sinkt es allmählich gegen Süden herab, so dass das Relief am südlichsten Rand des untersuchten Gebietes die Seehöhe etwa 450 m erreicht. Das Gebiet wird durch die Punkva, den Kiriteiner Bach und die Řička entwässert. Die beiden ersten Wasserströme gehören dem Flussnetz der Zwittza an. Das Wasser der Řička wird in die Cézava und dann in die Schwarza abgeführt. Alle diese Wasserströme entspringen im Relief, das aus Gesteinen des unterkarbonischen Alters besteht. Von hier aus fließen sie zu dem Kalksteingebiet zu. Sobald sie die Ränder des Kalksteingebietes erreicht haben, dringen sie in unterirdische Räume ein und fließen als unterirdische Karstwasserläufe weiter. An der gegenüberliegenden Seite des Kalksteinstreifens, an der Berührungslinie mit den Gesteinen der Brüner Eruptivmasse, treten sie wieder zutage und durchdringen diese Gesteine in der Richtung gegen die Zwittza und die Schwarza.

Was die geologische Zusammensetzung betrifft, gliedert sich das untersuchte Gebiet in folgende geomorphologische Regionen: a) das Konitzer Kulmhochland, b) den Mährischen Karst, c) das Granithochland von Adamov. Nur der westliche Teil gehört der selbständigen geomorphologischen Einheit des Blansko-Grabens an (siehe Abb. Nr. 1).

Das Konitzer Hochland nimmt den Nord- und Ostteil des untersuchten Gebietes ein, wo das Relief auch die grösste Höhe erreicht. Das grundlegende Landschaftselement bilden die Verebnungsflächen, die die einfach gefalteten Karbonschichten streichen. Im südlichen Teil zwischen Jedovnice und Račice sind sie mit einer breiten Depression überschritten, welche der Rakovecký-Bach durchfließt. Die grössten Höhen erreichen sie nördlich von Protivanov mit der Kote Skála (723,5 m Seehöhe), von der sie in der Richtung gegen Osten, Süden und Westen mässig herabsinken. Die Abdachung ist nördlich vom Tal der Bílá voda am deutlichsten, während die Verebnungsfläche südlich von diesem Tal eine fast horizontale Lage einnimmt. Die Abdachung

ist durch den Druck des karpatischen Komplexes auf das Böhmisches Massiv bedingt. Die Verebnungsfläche entwickelte sich sehr lang und diese geomorphologische Entwicklung setzte schon im älteren Tertiär ein. An der Modellation dieser Verebnungsfläche war eine ganze Reihe reliefbildender Faktoren beteiligt, die ihr den Charakter einer polygenetischen Oberfläche eingepägt haben.

Die Verebnungsfläche nimmt keineswegs die ganze Oberfläche des Konitzer Hochlandes ein, sondern sie ist durch Täler der Wasserläufe in zahlreiche Flächen gegliedert. Diese Täler sind ihrer ganzen Länge entlang nicht gleichmässig entwickelt. Zwei Abschnitte unterscheiden sich auffallend durch ihren unterschiedlichen geomorphologischen Charakter. Es handelt sich vor allem um den Abschnitt, in welchem sich breit geöffnete Täler befinden, deren mässig geneigte Abhänge mit feinkörnigen Sedimenten bedeckt sind. An den unteren und mittleren Wasserläufen sind in diese Täler tiefe Täler eingeschnitten, die in ihrem Querprofil die Form eines Troges oder die des Buchstabens V haben. Ihre Steilhänge sind vor allem mit grobkörnigen Deluvialsedimenten bedeckt, oft tritt das Felsenliegende zutage. Der verschiedene Grad der geomorphologischen Entwicklung der einzelnen Talabschnitte beweist, dass diese Täler durch allmähliche, von den orogenetischen Bewegungen in der karpatischen Geosynklinalen beeinflussten, Vertiefungen entstanden sind. Die ältere heutzutage durch bereit geöffnete Täler, repräsentierte Vertiefungsphase, ging nach Feststellung der Geologen gegen Ende des Oligozäns vor sich, die jüngere, während der Kerbtäler entstanden, im Zeitraum zwischen Helvet und Untertorton. Die jüngere Vertiefungsphase wurde von der Transgression des untertortonischen Meeres unterbrochen, das mit seinen Ablagerungen im südlichen Teil des Konitzer Hochlandes nicht nur das Tal beider Vertiefungsphasen, sondern auch die Verebnungsfläche bedeckt hat. Nach dem Rückgang des Tortonmeeres wurden in erster Linie die den Verebnungsflächen aufgesetzten Ablagerungen denudiert, später, zwischen dem Tertiär und dem Quartär, wo es zu einer wiederkehrenden Erhebung des Gebietes kam, wurden auch die Täler exhumiert. Gleichzeitig sind zahlreiche neue ins Felsenmassiv eingeschnittene Täler entstanden, die sich von den exhumierten Tälern morphologisch nicht unterscheiden.

Während die geomorphologische Entwicklung des Tertiärs dem ganzen Konitzer Hochland die groben Grundzüge eingepägt hat, entstand im Quartär, wo das Gebiet in der periglazialen Zone lag, eine ganze Reihe von geringen Gebilden (Sedimente am Hang, die von der Frostwitterung bedeckt sind, die durch die Solifluktion bedingte mächtige Häufung dieses Hangmaterials Frostkliffe, Dellen u. ä.), die dem heutigen Relief seine entgültige Gestalt verleihen.

Der Mährische Karst breitet sich in einem schmalen Streifen (8×21 Km) längs der Westgrenze des Konitzer Hochlandes aus. Die kompliziert gefalteten Kalksteine sind in 450–530 m Seehöhe zu einer morphologisch ausgeprägten Verebnungsfläche abnivelliert, die alle Merkmale eines nackten Karstniveaus hat. Ihrer Entstehung nach war sie mit den Jura- und Kreideablagerungen bedeckt, dann zerbrochen und ihre einzelnen Teile in die verschiedenen Meereshöhen erhoben (siehe Profil Nr. II.). Von den höher gelegenen Teilen wurden die Kreide- u. Juraablagerungen beseitigt, sie blieben nur in den niederen Teilen erhalten. Dadurch wurde die alte Oberfläche wiederum exhumiert und gewann Merkmale eines nackten Karstniveaus. Sie ist mit Erdfällen, trockenen Depressionen, Karstältern und einer ganzen Reihe von Blind- und Halbbblindtälern gefurcht. Im nördlichen Teil des Mährischen Karstes entfallen 13 Erdfälle auf 1 Km^2 .

Im folgenden wird die Aufmerksamkeit der Entwicklung der Halbbblindtäler und Karsttäler gewidmet, die hinter den Halbbblindwänden weitergehen. Die Halbbblindtäler teilt der Verfasser in zwei Gruppen ein:

1. Halbbblindtäler mit morphologisch ausgeprägter Halbbblindwand,
2. Halbbblindtäler mit morphologisch undeutlicher Halbbblindwand.

Beide Gruppen der Halbbblindtäler stellen nur verschiedenen Grad der geomorphologischen Entwicklung der Halbbblindtäler dar. Die Untersuchung hat gezeigt, dass die Halbbblindtäler und Karsttäler in direkter Abhängigkeit vom Niveau der örtlichen Erosionsbasis und von der geomorphologischen Entwicklung des umliegenden Reliefs entstanden und sich entwickelten.

Die Entwicklung der Halbbblindtäler begann im oberen Helvet und wurde im Holozän abgeschlossen. Im angeführten Zeitabschnitt wurden die alten Karsttäler in der Nähe der Berührung von Kalksteinen und Silikatgesteinen in der Umgebung der Ponore auf Grund komplizierter Destruktionsvorgänge eingetieft und verbreitert und im Pleistozän mit Schotter ausgefüllt. Im Holozän wurden die Schotter aus einigen Tälern aufgeräumt (1. Typ der Halbbblindtäler) und die Halbbblindwand blossgelegt, in anderen blieben sie bisher erhalten (2. Typ der Halbbblindtäler). In direkter Abhängigkeit von der Entstehung der Halbbblindtäler sind auch die Karsttäler entstanden. Auf Grund des Studiums ihrer Gefällswachsellinie wurde festgestellt, dass ihr Querprofil vom Zustand der geomorphologischen Entwicklung des Hauptwasserlaufes, in unserem Falle der Zwitta, abhängt. Münden die Karstwasserläufe in die Zwitta in dem Ort, wo diese

ein ausgeglichenes Profil aufweist, dann hat auch der Karstzufluss ein ausgeglichenes Profil, die Zone der vertikalen Zirkulation ist nicht hoch, und die Halbbblindwand ist niedrig. Umgekehrt mündet der Karstzufluss in die Zwittia an einer Stelle, wo sie ein unausgeglichenes Längsprofil hat, weist auch der Zufluss ein unausgeglichenes Längsprofil auf und die Höhe der vertikalen Zirkulation vergrößert sich grundsätzlich (siehe Profil Nr. II.). Aus dem angeführten geht hervor, dass gemeinsam mit dem Ausgleich der Gefällswechsellinie des Hauptwasserlaufes (Zwittia) zum Ausgleich der Gefällswechsellinie ihrer Karstzuflüsse kommt. Aus dieser Feststellung geht hervor, dass die Intensität der Verkarstung von der Geschwindigkeit der Tiefenerosion abhängt. Wenn die Tiefenerosion das Komplex der Vorgänge, die der Verfasser mit dem Gesamtnamen Karstung bezeichnet, überwiegt, dann fließen die Karstwasserläufe oberflächlich ab und leisten dieselbe Arbeit wie die in den Silikatgesteinen eingetieften Karstwasserläufe. Die Eintiefung des Flussbettes dieser Karstwasserläufe führt zur Bildung eines ausgeglichenen Profils. Wenn aber die Verkarstungsprozesse die Oberhand gewinnen, dann durchdringen die oberflächlich abfließenden Wassermengen unter die Erde und ihr Talquerprofil entwickelt sich weiterhin nicht mehr. Daraus folgt also, dass wir im Eintiefungsprozess 2 Etappen unterscheiden können. Die erste Etappe ist diejenige, in der der Karstwasserlauf über die Kalksteine oberflächlich abfließt und sein Flussbett zum ausgeglichenen Profil vertieft. Das ist die Etappe, in welcher die Tiefenerosion überwiegt. In der zweiten Etappe durchdringt der oberflächlich abfließende Karstwasserlauf infolge der Verkarstung des Kalksteinmassivs unter die Erde. In dieser Etappe überwiegen die Verkarstungsprozesse.

Das Adamov-Hochland — breitet sich in Form eines schmalen Streifens zwischen dem Westrand des mährischen Karstes und dem Tal des Flusses Zwittia aus. Die Grundzüge dieser geomorphologischen Einheit stellen wiederum die Verebnungsfläche, Kerbtäler der kurzen Zuflüsse der Zwittia und steile, geradlinig verlaufende Hänge dar, die in verschiedener Höhe gelegene Teile der Verebnungsfläche trennen. Im Norden in der Umgebung von Blansko erreichen die Verebnungsflächen 429—470 m Seehöhe, im südlichen Teil zwischen Ochoz, Bilovice und Adamov sinken sie um mehr als 100 m herab. Das Flachrelief bildet hier eine ausgeprägte Senkung, deren Grundriss Form eines Dreieckes hat, die mit einem ihrer Gipfel fast quer das Kalksteinmassiv durchdringt. Die Senkung ist mit morphologisch ausgeprägten Stufen begrenzt. Der Grund der Senkung ist mit Tälern zerschnitten, in denen die Ablagerungen untertertonischen Alters festgestellt wurden. Mit Rücksicht darauf, dass diese Täler ununterbrochen in das Tal der Zwittia übergehen, ist es deutlich, dass auch das Zwittia-Tal auf dem beschriebenen Abschnitt schon vor dem Untertorton angelegt wurde.

Der Blansko-Graben (der östliche Teil) — begrenzt an der westlichen Seite den nördlichen Teil vom Mährischen Karst. Er stellt eine mächtige Depression dar, die fast in der NS-Richtung von Doubravice n. Svitavou über Blansko gegen Olomučany verläuft. Die Achse des Grabens ist der Fluss Zwittia, der hier vom Norden her in Form eines schmalen Durchbruchstaes kommt und am südlichen Rand von Blansko die Brüner Eruptivmasse durchdringt. Der Grund des Durchbruchstaes nimmt im Vergleich mit dem umliegenden Relief eine um 240 bis 300 m niedrigere Lage ein. Südlich von Blansko ist der Graben teilweise mit etwa 30—40 m hohem Hang abgeschlossen, an dessen Fuss die Punkva fließt. Südöstlich vom angeführten Hang geht der Blansko-Graben in der höheren Lage bis Olomučany weiter, wo er grösstenteils mit den Jura- und Kreideablagerungen ausgefüllt ist. Diese Ablagerungen wurden vom nördlichen Teil des Blansko-Grabens, namentlich von dem gegen Osten gerichteten Hang meistens aufgeräumt.

Der gegen Osten gerichtete Hang des Blansko-Grabens ist zu einer geomorphologisch ausgeprägten Verebnungsfläche abnivelliert, die in verschiedenem Masse von den eingetieften Tälern und Bruchstufen gegliedert wird. Die Grundzüge des Grabens entstanden durch die einseitige tektonische Neigung der Verebnungsfläche gegen SSW, womit eine geomorphologisch ausgeprägte Begrenzung des Grabens im Westen entstand, während sich die Flächen an der Ostseite allmählich von der Talau des Flusses Zwittia bis fast zur westlichen Grenze des Mährischen Karstes erheben.

Aus der durchgeführten geomorphologischen Analyse geht hervor, dass das untersuchte Gebiet aus vier geomorphologischen Einheiten besteht. Die wechselseitige Formenähnlichkeit dieser Einheiten weist darauf hin, dass das ganze untersuchte Gebiet in groben Umrissen die gleiche geomorphologische Entwicklung durchgemacht hat. Die Ausdehnung der einzelnen geomorphologischen Einheiten wird nur durch verschiedene Anordnung der geomorphologischen Formen und durch unterschiedliche Höhenlage bestimmt.

**I. Erläuterungen zur geomorphologischen Detailkarte des SW Teiles des Drahaner Hochlandes
(in Beilage)**

1. Durch endogene Faktoren bedingte Formen:

A. Durch die Gesteinstruktur bedingte Formen:

a) Strukturformen allgemein:

- 3 — Strukturflachlandschaften
- 23 — Strukturhänge
- 6 — Flachhänge der Canyone und der Kastentäler
- 9 — Steilhänge der Canyone und der Kastentäler

b) Karstformen:

- 13 — durch Karstprozesse entstandene Depressionen
- 27 — wichtige Höhlen
- 25 — Abgründe
- 24 — grosse Dolinen
- 26 — Schlucklöcher, Flusswinden

B. Durch Neotektonik bedingte Formen:

- 21 — Bruchhänge
- 22 — Abhänge an Bruchlinien
- 10 — an wichtigen tektonischen Linien angelegte Täler

2. Durch exogene Faktoren gebildete Formen:

A. Erosiv-Abtragungsformen:

- 1 — exhumierte Abtragungsflachlandschaften der Kreideperiode
- 2 — paläogene durch spätere Abtragung erniedrigte Abtragungsflachlandschaften

B. Fluvial-Formen:

- 8 — Steilhänge der Flusstäler
- 4 — Flachhänge der Flusstäler
- 5 — Flachhänge der Flusstäler im Gebiet des unterirdischen Karstes
- 7 — Flachhänge der abgerundeten Rücken
- 11 — Erosive Einschnitte
- 14 — Abhangsdellen
- 28 — Fernlinge
- 20 — Härtlinge

C. Nivalformen:

- 15 — Frostkliffe

D. Akkumulationsformen:

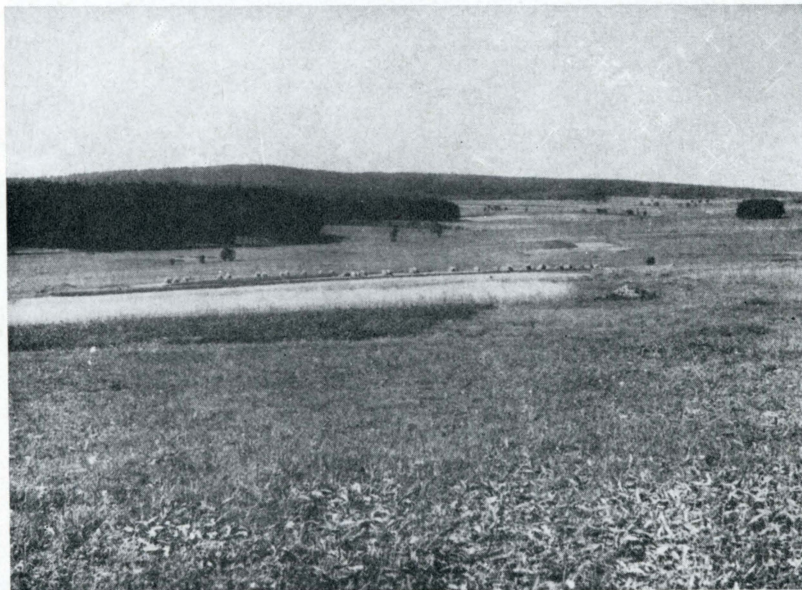
Fluvialformen:

- 17 — Aufschüttungsterrassen in blinden und halbblinden Tälern
- 18 — Schottervorkommen
- 12 — Talauen
- 16 — Schwemmkegel von kleinem Umfang
- 19 — durch Tertiär und Quartärsedimente gebildete Tal und Kesselböden

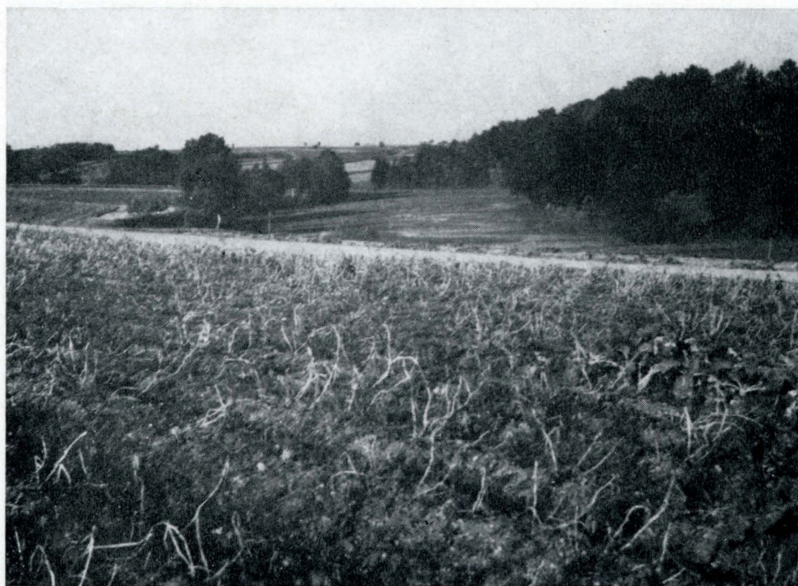
3. Zeichen:

- 29 — Joche
- 30 — Abdachungsrichtung der Flachlandschaften
- 31 — Teiche
- 32 — regulierte Läufe
- 33 — Wasserläufe

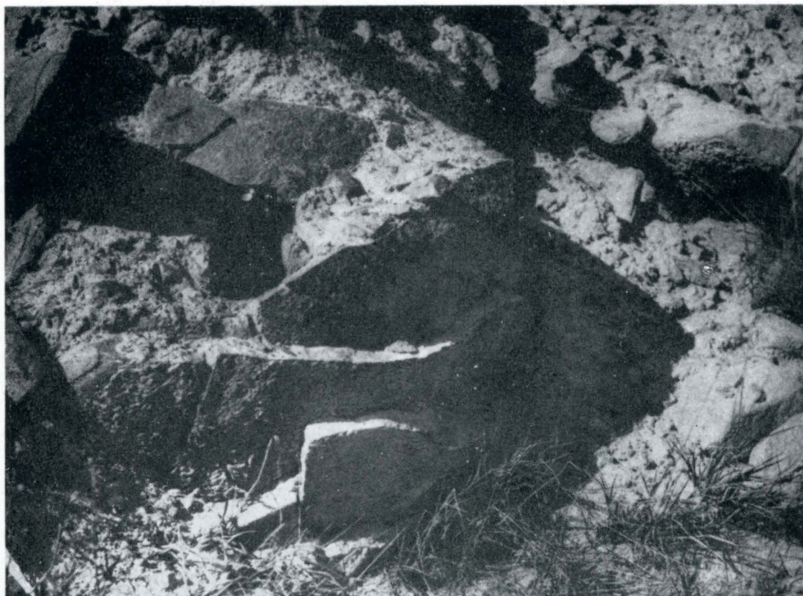
O. Štelcl: Geomorfologické poměry jihozápadní části Dražanské vrchoviny



Obr. 1. Konická vrchovina, reliéf západně od Protivanova. V pozadí kóta Skály 723,5 m n. m. (foto autor).



Obr. 2. Konická vrchovina, asymetrické údolí Bílé vody, podmíněně prohnutím zarovnaného povrchu (foto autor).



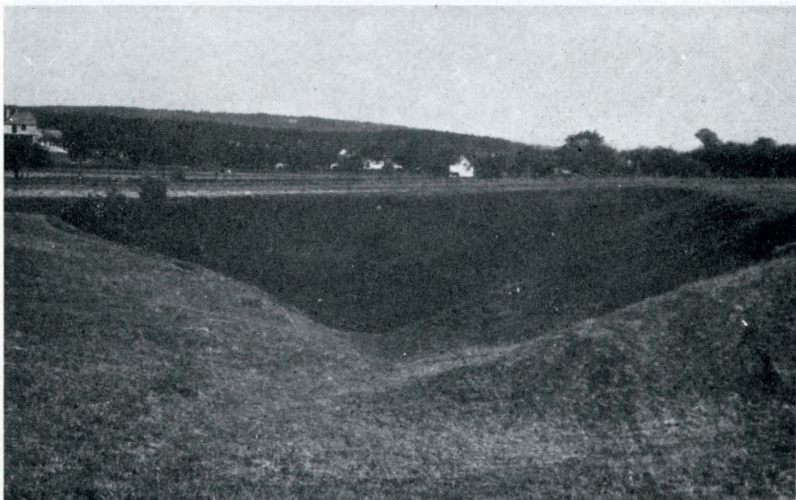
Obr. 3. Konická vrchovina, zbytek fosilních zvětralin na zarovnaném povrchu, východně od Žďárné (foto autor).



Obr. 4. Moravský kras, zarovnaný povrch na vápencích západně od Ostrova u Macochy. V pozadí vyšší reliéf Konické vrchoviny (foto autor).



Obr. 5. Moravský kras, Holštejnské poloslepé údolí s nižší akumulací terasou. V pozadí poloslepá stěna (foto autor).



Obr. 6. Moravský kras, závrtový žlíbek severovýchodně od Vilémovic (foto autor).



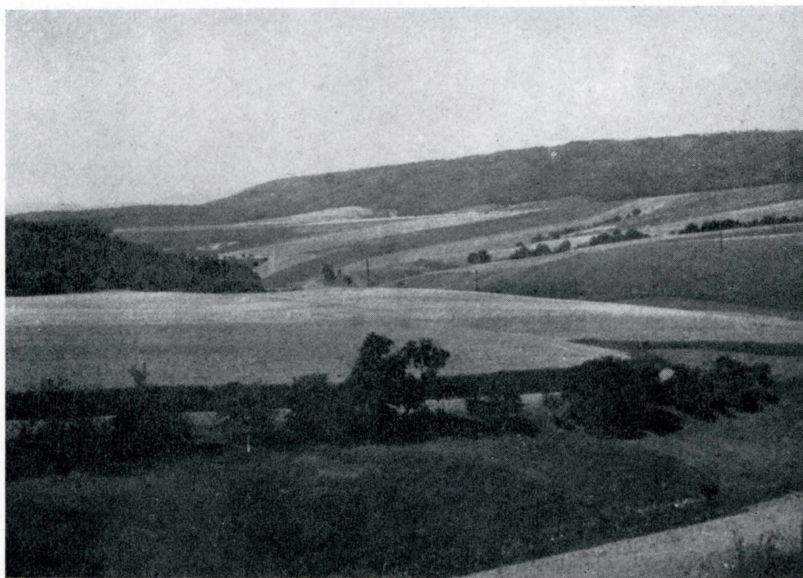
Obr. 7. Moravský kras, jeskyně Kůlna ve Sloupském poloslepém údolí. Jeskyně představuje zbytek nejvyšší jeskynní úrovně (foto autor).



Obr. 8. Moravský kras, erozní terasa v Křtinském údolí (foto autor).



Obr. 9. Povodeň ve Sloupském poloslepém údolí (foto O. Bárta).



Obr. 10. Adamovská vrchovina, Řícmanicko-konická sníženina. V pozadí strukturální svah ome-
zující vápencovou Babickou plošinu (foto autor).



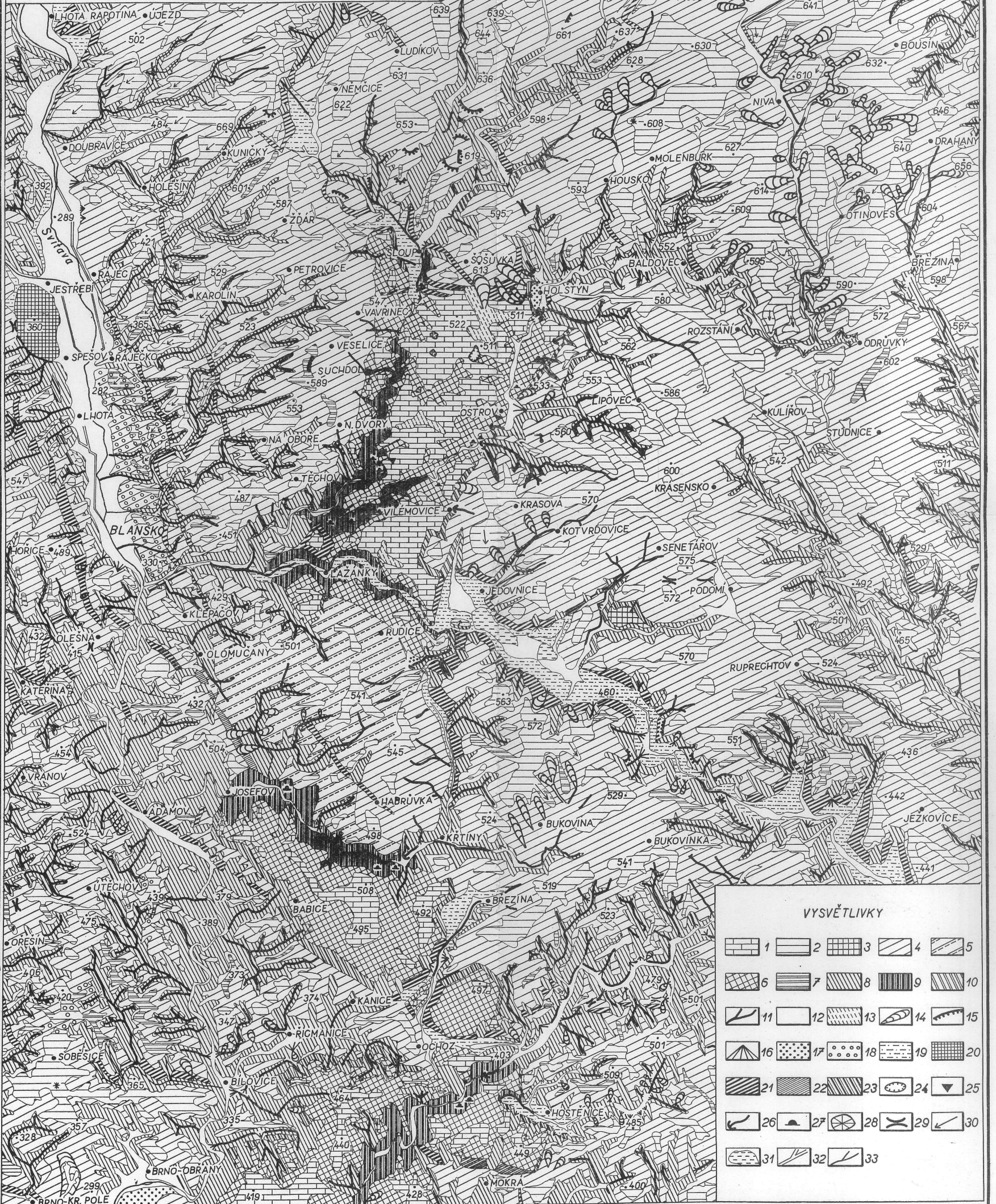
Obr. 11. Blanenský prolom, jednostranně ukloněný zarovnaný povrch severně od Rájce n. Svitavou. V levé části fotografie je dobře patrný vyklínující zlomový svah, podle něhož nastal úklon reliéfu (foto autor).



Obr. 12. Blanenský prolom, západní zlomové omezení. Pod zlomovým svahem plochý reliéf na křídě (foto autor).

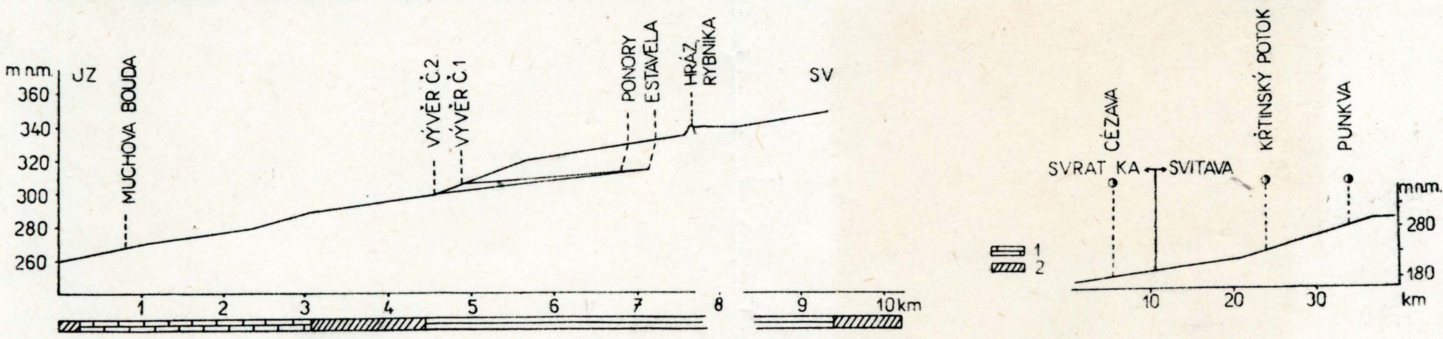
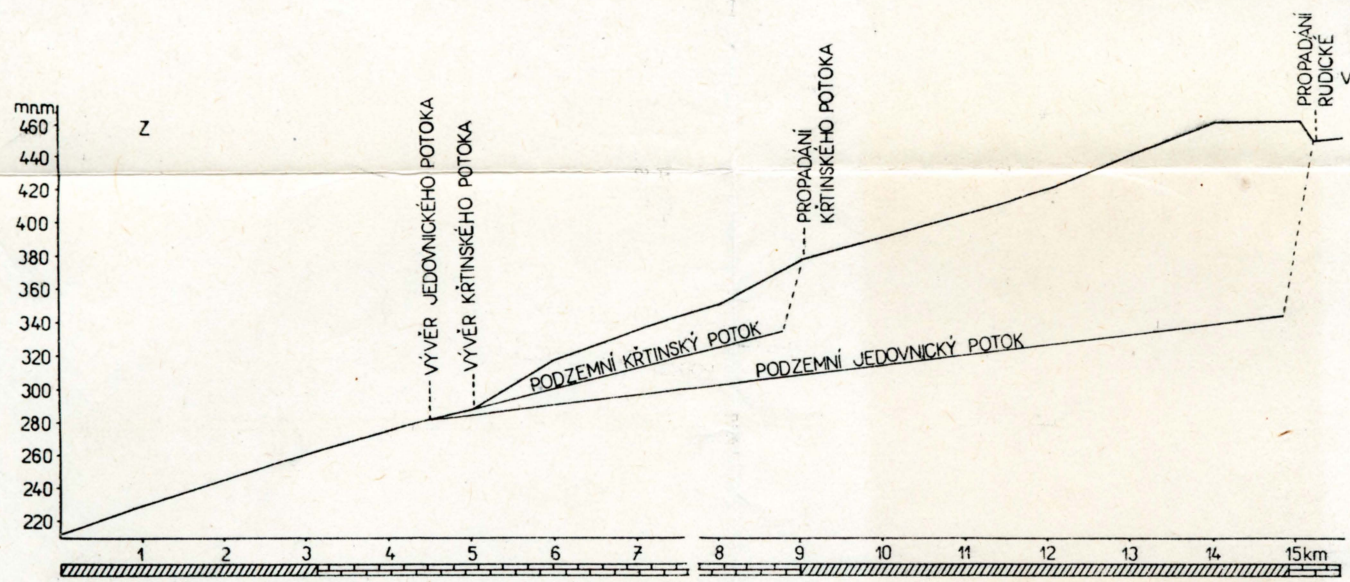
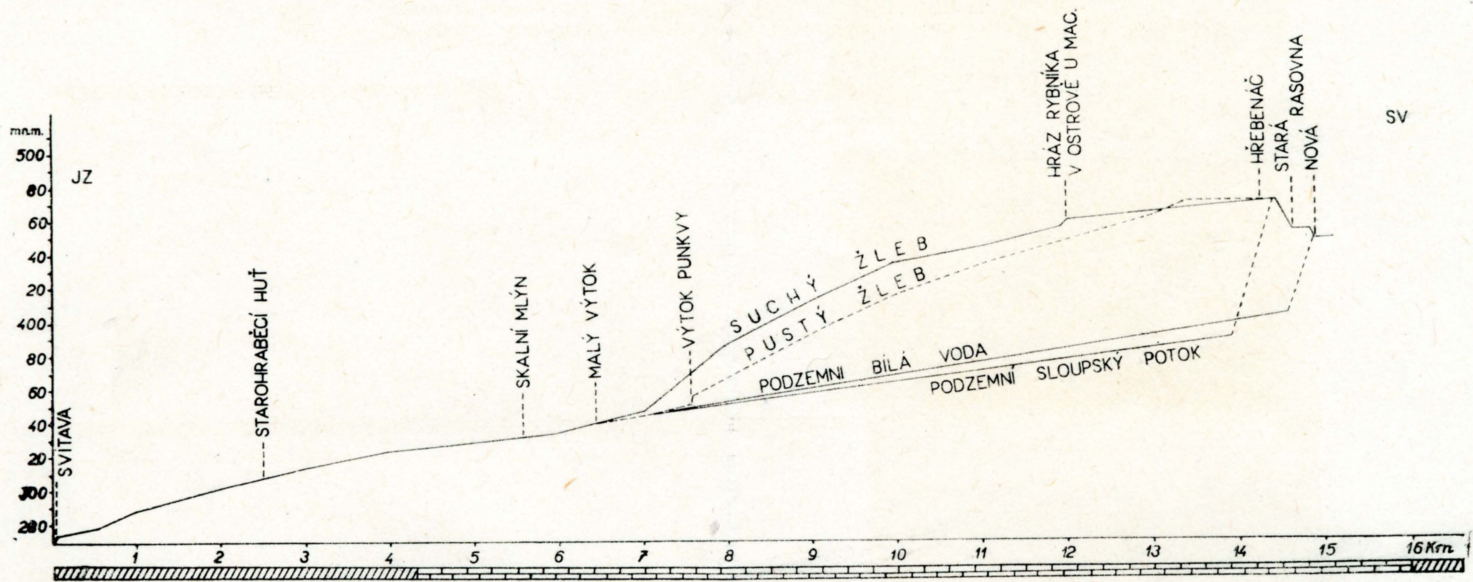
PODROBNÁ GEOMORFOLOGICKÁ MAPA JZ ČÁSTI DRAHANSKÉ VRCHOVINY

0 1 2 3 km



VYSVĚTLIVKY

- | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 |
| | 6 | | 7 | | 8 | | 9 | | 10 |
| | 11 | | 12 | | 13 | | 14 | | 15 |
| | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 |
| | 21 | | 22 | | 23 | | 24 | | 25 |
| | 26 | | 27 | | 28 | | 29 | | 30 |
| | 31 | | 32 | | 33 | | | | |



II. Podélné profily krasových údolí a žlebů s vyznačením průběhu podzemních krasových toků. 1 — horniny karbonátové, 2 — horniny silikátové. (K článku O. Štelcra.)